

Der Granitaufbruch von Senador Modestino Goncalves
und sein geologischer Rahmen
(Präkambrium, Minas Gerais, Brasilien)

D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Geowissenschaftlichen Fakultät

der

Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

vorgelegt von

Markus Toloczyki

aus Haltingen

1982
—

Der Granitaufbruch von Senador Modestino Goncalves
und sein geologischer Rahmen
(Präkambrium, Minas Gerais, Brasilien)

D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Geowissenschaftlichen Fakultät

der

Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

vorgelegt von

Markus Toloczyki

aus Haltingen

1982

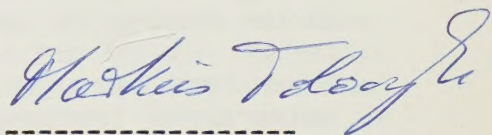
Dekan: Prof. Dr. *W. Manshard*.....
Referent: Prof. Dr. *R. Pflug*.....
Korreferent: Prof. Dr. *W. Wimmerauer*.....

Tag der Beschlußfassung der Fakultätskonferenz



Erklärung

Hiermit erkläre ich, daß ich die Dissertation selbst ohne fremde Hilfe verfaßt habe. Herangezogene Quellen, Sekundärliteratur oder andere Hilfsmittel sind vollständig angegeben. Alle Übernahmen aus anderen Veröffentlichungen sind deutlich gekennzeichnet.



Markus Toloczyki

Für den 15 Monate dauernden Geländeaufenthalt vom August 1978 bis Oktober 1979 stand ein Stipendium des DAAD zur Verfügung, wofür ich an dieser Stelle recht herzlich danken möchte.

Im "Centro de Geologia Eschwege" in Diamantina fand ich eine großzügige Unterstützung. Das kameradschaftliche Entgegenkommen der brasilianischen Kollegen und die Bereitstellung eines Geländewagens haben einen wesentlichen Beitrag zur Durchführung der Arbeit geliefert.

Herrn Prof. Dr. R. Pflug (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Freiburg) und Herrn Dr. Chr. Hoffmann (Mineralogisches Institut der Universität Freiburg) möchte ich für die Vergabe und Betreuung der Arbeit danken.

Meine beiden Studienkameraden, die Diplomgeologen W. Miller und P. Menche, haben mich öfters während der Geländearbeit begleitet. Mit Herrn Dipl.-Geol. Dr. A. Hoppe und Frau Dipl.-Geol. G. Herrgesell konnte ich zahlreiche Diskussionen über die Geologie der Serra do Espinhaço führen.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Kristallinaufbruch von Senador Modestino Goncalves (Minas Gerais, Brasilien) sind archaische Bändergneise und Migmatite aufgeschlossen. Überlagert wird das Basement durch früh- bis mittelproterozoische Metasedimente der Espinhaco-Supergruppe. Im Laufe der Espinhaco-Tektogenese erfahren die Gesteinseinheiten eine Versenkungsmetamorphose, in deren Verlauf in den Wurzelzonen Granite palingen gebildet werden. Die Granitbildung führt zu intrusionsfähigen Magmen, die gegen Ende des Espinhaco-Zyklus spätorogen Platz nehmen.

Infolge der mesozonalen Metamorphosebedingungen, unter denen die Metasedimente zur Zeit der Konsolidierung des Granits von Senador Modestino Goncalves stehen, kann nur eine geringe Auswirkung des intrudierenden Granitplutons auf das Nebengestein festgestellt werden. Lokal wird in der Kontaktaureole Cordierit gebildet; Plagioklas zeigt dort ein blastisches Wachstum.

Der Granit von Senador Modestino Goncalves ist ein Zweiglimmergranit. Neben Mikroklinblasten in perthitischer Ausbildung führt er Plagioklas und geringe Beimengungen von Granat und Amphibol. Seine palingene Natur wird sowohl durch zahlreiche Mineraleinschlüsse als auch durch die Führung von Xenolithen belegt. Nach der Platznahme des Granits erfährt das gesamte Gebiet eine Ost-West Einengung, die zu einer intensiven Verschuppung des Granits mit dem Nebengestein führt.

Postorogen zum Espinhaco-Zyklus intrudieren bevorzugt an Nord-Süd streichenden Spalten Olivinbasalte, die während des jungpräkambrischen Brasiliano-Zyklus retrograd umgeformt werden. Die nicht metamorphen Andesitbasalte haben vermutlich nicht präkambrisches Alter. In der jüngeren Erdgeschichte unterliegen die konsolidierten Bereiche des Brasilianischen Schildes nur noch epirogenen Bewegungen, die während der Kreide und im Tertiär zur Ausbildung von Verebnungsflächen in unterschiedlichen Höhenniveaus führen.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545323_0085

INHALTSVERZEICHNIS

1	Einleitung.....	1
1.1	Lage und geographische Beschreibung des Arbeitsgebietes.....	1
1.2	Beschaffenheit der Aufschlüsse.....	3
1.3	Ältere Arbeiten.....	5
2	Geologie.....	7
2.1	Überblick.....	7
2.2	Kristallinaufbruch von Senador Modestino Goncalves.....	9
3	Archäikum.....	10
3.1	Geologie des Basements.....	10
3.2	Petrographie des Basements.....	11
3.2.1	Anatexite.....	11
3.2.1.1	Metatexite.....	11
3.2.1.2	Biotitschiefer.....	12
3.2.1.3	Biotitgneise.....	13
3.2.2	Lagenamphibolite.....	13
3.2.3	Agmatite.....	14
3.2.4	Diatexite.....	16
3.3	Genese des archaischen Basements.....	16
4	Proterozoikum.....	17
4.1	Serra Negra-Abfolge.....	17
4.1.1	Die basale quarzitische Abfolge.....	18
4.1.2	Die Übergangsschichten.....	18
4.1.2.1	Granatführender Biotitschiefer.....	19
4.1.2.2	Disthenführende Phyllite.....	20
4.1.3	Die hangenden Quarzite.....	20
4.2	Cristo Rei-Abfolge.....	21
4.2.1	Biotitgneise.....	22
4.2.2	Ultrabasite.....	23
4.2.3	Amphibolite.....	23
4.2.4	Epidotfelse.....	24
4.2.5	Serizitphyllite.....	25
4.2.6	Queluzit.....	26
4.3	Jüngstes Präkambrium.....	28
5	Granit von Senador Modestino Goncalves.....	29
5.1	Geologie des Granits von Senador Modestino Goncalves.....	29
5.2	Petrographie des Granits von Senador Modestino Goncalves..	30
5.2.1	Zweiglimmergranit.....	32
5.2.2	Amphibolgranit.....	34
5.2.3	Granodiorit.....	35
5.3	Petrographie der Einschlüsse von Melagranit.....	35
5.4	Pegmatite.....	40
5.4.1	Pegmatoide Mobilisate.....	40
5.4.2	Pegmatoide Ganggefolgschaft.....	40
5.5	Geochemie der Granitoide.....	43
5.6	Genese des Granits von Senador Modestino Goncalves.....	47
6	Basite.....	49
6.1	Metabasalt.....	50
6.2	Chloritfels.....	51

6.3	Alkalibasalt mit ophitischem Gefüge.....	51
7	Metamorphose.....	57
7.1	Regionalmetamorphose des Jequie-Zyklus.....	57
7.2	Regionalmetamorphose des Espinhaco-Zyklus.....	57
7.3	Kontaktmetamorphose des Espinhaco-Zyklus.....	58
7.4	Regionalmetamorphose des Brasiliano-Zyklus.....	58
8	Tektonik.....	60
9	Genese.....	62
	Anhang.....	63
	Literaturverzeichnis.....	70

1 EINLEITUNG

Der bisher von MORAES (1937), von GORLT (1970, 1972) und von HETTICH (1973, 1975) nur übersichtsmäßig kartierte Granit von Senador Modestino Goncalves (früher: Merces de Diamantina) wird hinsichtlich seiner Genese und seiner lithostratigraphischen Stellung beschrieben. Weiterhin soll gezeigt werden, daß die Gneise und Migmatite eindeutig von den Metasedimenten der früh- bis mittelproterozoischen Espinhaco-Supergruppe abgetrennt werden können und vermutlich archaisches Alter besitzen. Es wird versucht, die Metasedimente mit den Abfolgen der Serra do Espinhaco zu korrelieren.

1.1 Lage und geographische Beschreibung des Kartiergebietes

Das Kartiergebiet liegt im brasilianischen Bundesstaat Minas Gerais (Abb. 1), auf der Ostseite des mittleren bis südlichen Abschnittes der Nord-Süd verlaufenden Serra do Espinhaco. Den südlichen Teil des Kartiergebietes beherrschen die Gebirgszüge der westlichen Serra Negra (Serra do Ambrosio, Serra da Coite), eines Ausläufers der Serra do Espinhaco, östlich von Diamantina. Im Norden und Osten wird der Kristallinaufbruch durch eine Chapadenlandschaft begrenzt.

Der mittlere Höhenbereich bewegt sich zwischen 750 und 850 m ü.NN. Diese Höhenlage wird hauptsächlich durch den Kristallinkomplex im Zentrum des Kartiergebietes eingenommen. Die höchste Erhebung liegt hier bei 930 m und die tiefste Stelle bei 670 m ü.NN. Im Süden erreichen die Gipfel der Serra Negra etwa 1.600 m ü.NN. (Pico Pedra Menina 1.585 m ü.NN); die mittleren Höhenlagen liegen bei ca. 1.000 m ü.NN. Die Chapaden in den nördlich und östlich anschließenden Randgebieten liegen im Höhenbereich von 950 bis 1.000 m ü.NN.

Die Größe des Arbeitsgebietes beträgt ca. 770 qkm. Die begrenzenden Koordinaten sind ungefähr: Länge, westlich: 43.00 bis 43.20 Grad; Breite, südlich: 17.50 bis 18.10 Grad. Das Gebiet (Abb. 2) wird über die Hauptverbindungsstrasse MG 121 bzw. MG 214 von Diamantina über Couto de Magalhaes de Minas und Felisberto Caldeira erreicht. Nach Osten führt die Straße weiter nach Itamarandiba und Capelinha.

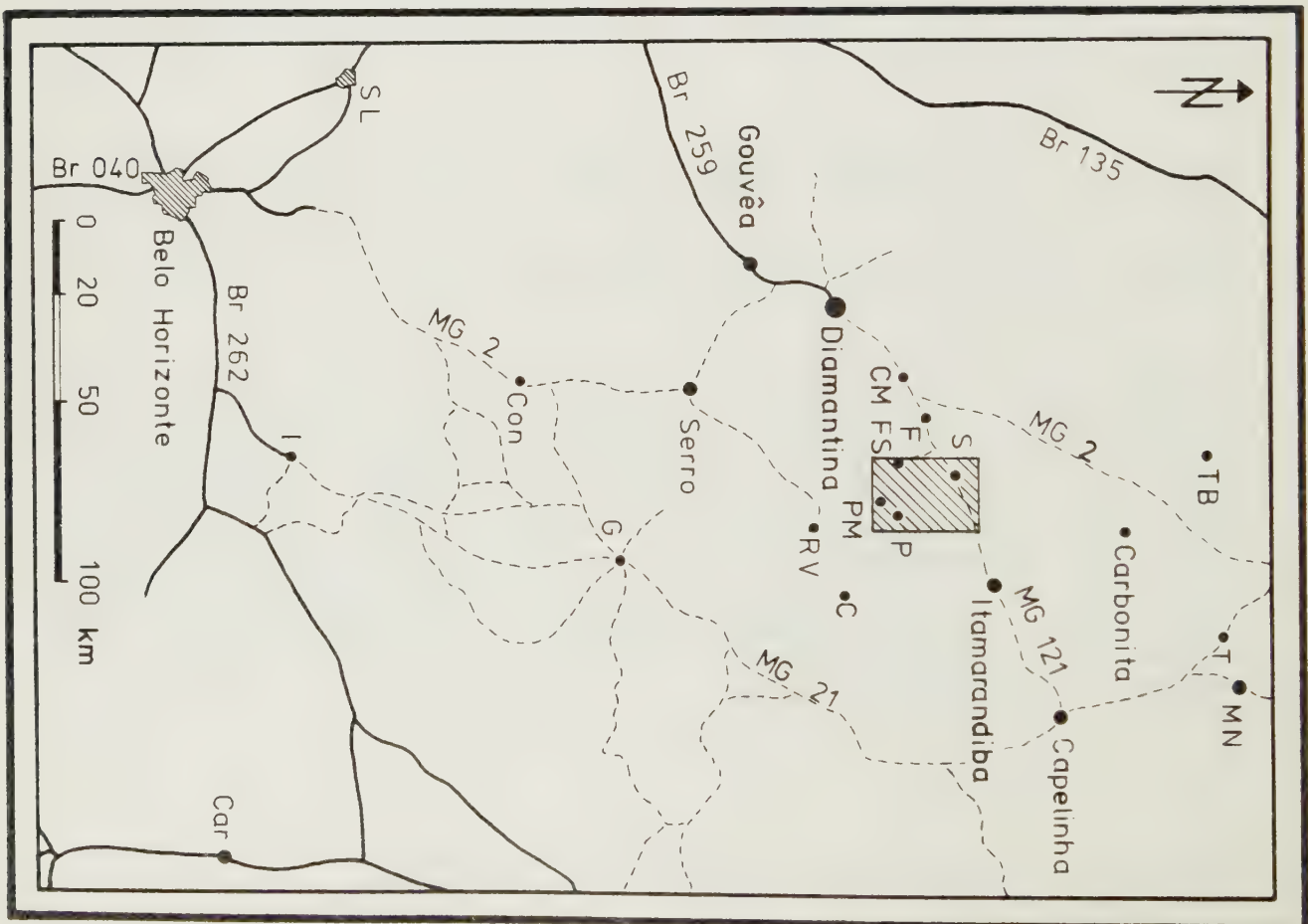
Im Landschaftsbild zeichnet sich deutlich der geologische Untergrund ab. Im Süden dominiert mit verwitterungsresistenten Quarziten der schroffe, stark zerklüftete Gebirgszug der Serra Negra. Der nördlich anschließende zentrale Bereich ist durch sanfte Kuppen und breite Täler gekennzeichnet, deren Entstehung durch die intensive Verwitterung des Granits bedingt ist. Dieser flächenmäßig vorherrschende Landschaftstyp bildet einen zungenförmigen Höhenzug (Teilchapade), der flach gegen Norden einfällt und im Osten und Westen durch die von Süden nach Norden entwässernden Bäche Corr. Itangua und Corr. Engenho begrenzt wird. Die Talflanken sind stark ausgebuchtet und steigen sanft an. Im Gegensatz stehen die steilen Anstiege zur Hauptchapade.



Abb. 1 Lage des Arbeitsgebietes in Südamerika (B-Belem, BH-Belo Horizonte, Br-Brasilia, M-Manaus, R-Recife, RdJ-Rio de Janeiro, SP-Sao Paulo)

Abb. 2

Lage des Arbeitsgebietes im Raum Diamantina/MG (C-Coluna, Car-Caratinga, CM-Couto de Magalhaes de Minas, Con-Conceicao do Mato Dentro, F-Felisberto Caldeira, FS-Felicio dos Santos, G-Guanhaes, I-Itabira, MN-Minas Novas, P-Penha de Franca, PM-Pedra Menina, RV-Rio Vermelho, S-Senador Modestino Goncalves, SL-Sete Lagoas, TB-Terra Branca)



Im Norden überwiegt eine kuppige Landschaft mit tiefeingeschnittenen, dem Kluftsystem folgenden Tälern. Weiter nach Norden und Osten schließt die Hauptchapade an, deren Unterbau in der näheren Umgebung zum Granit von Senador Modestino Goncalves inhomogene, stark verwitternde Metasedimente aufbauen.

Die Serra Negra bildet die Wasserscheide zwischen den nach Norden zum Rio Jequitinhonha entwässernden Flüssen, dem Rio Aracuai, Rio Preto, Corr. Engheno, Corr. Gloria und Corr. Itangua, und dem nach Südosten zum Rio Doce entwässernden Rio Cocaís. Nördlich der Serra Negra folgen die Flüsse einem Nord-Süd gerichteten Störungssystem. Das Gewässernetz (Abb. 3) ist im allgemeinen nicht dendritisch ausgebildet und wird durch das Kluftsystem kontrolliert. Auf dem Kristallin und den stärker verwitternden Metasedimenten in der nördlichen Hälfte der Flußnetz Karte zeichnet sich eine weitstündigere Anlage des Gewässernetzes ab als auf den härteren Quarziten der südlichen Hälfte. Im Bereich des Kristallins kommt es infolge der tiefgründigen Verwitterung mit anschließender Bodenverletzung zur Ausbildung von Spülrinnen, die während der Regenzeit gute Aufschlußverhältnisse bieten.

Durch das tiefe, canyonartige Einschneiden der Flüsse am Chapadenrand ist der Grundwasserspiegel im Bereich der Hochflächen um mehrere 10er Meter abgesenkt, so daß trotz fruchtbarem Boden in diesen Gebieten nur eine Savannenvegetation aufkommen konnte. Im Bereich von Basiten gedeiht in den grundwassergesättigten Talungen ein üppiger Natur-Hochwald. Die Granite zeigen im allgemeinen einen lichten, niedrigen Baumbestand mit einer dichten Grasdecke. Die Quarzitzüge der Serra Negra sind nahezu vegetationslos. Das Kartiergebiet liegt im mäßig warmen, wechselfeuchten, tropischen Klimabereich (NIMER 1977).

1.2 Beschaffenheit der Aufschlüsse

Die Aufschlüsse sind wegen der tiefgründigen chemischen Verwitterung meistens durch eine mächtige Lateritdecke verborgen, besonders in Bereichen, in denen Phyllite, glimmerreiche und basische Gesteine anstehen. Bessere Aufschlußverhältnisse finden sich auf den Graniten, die mit "zuckerhutähnlichen", schwarz überkrusteten Rücken aus dem Laterit herausragen. Die Kontaktzonen von Nebengestein und Granit sind durchweg intensiv verwittert.

Gute Aufschlußverhältnisse werden im Kristallin in der Regel in Bächen, Spülrinnen und an den Chapadenrändern angetroffen. Die Quarzite sind bis auf die glimmerreichen Schichten immer gut aufgeschlossen. Aufschlüsse in den Basiten sind selten und meist nur temporär. Frisches Gesteinsmaterial kann in den offenen Aufschlüssen kaum gewonnen werden. Alle im Kartiergebiet anstehenden, noch festen Gesteinseinheiten deuten durch eine Braunfärbung auf den Beginn der Verwitterung hin. Das Gefüge ist gewöhnlich schon gelockert.

In weiten Gebieten ohne Aufschlüsse können nur Bodenfarbe, Bodenstruktur und vereinzelte Gesteinsreste Rückschlüsse auf das Gestein geben. Es ist daher oft unumgänglich gewesen, über die Art der Ausbildung des Laterits und des Saprolits das Ausgangsgestein anzusprechen. Wichtige Kriterien

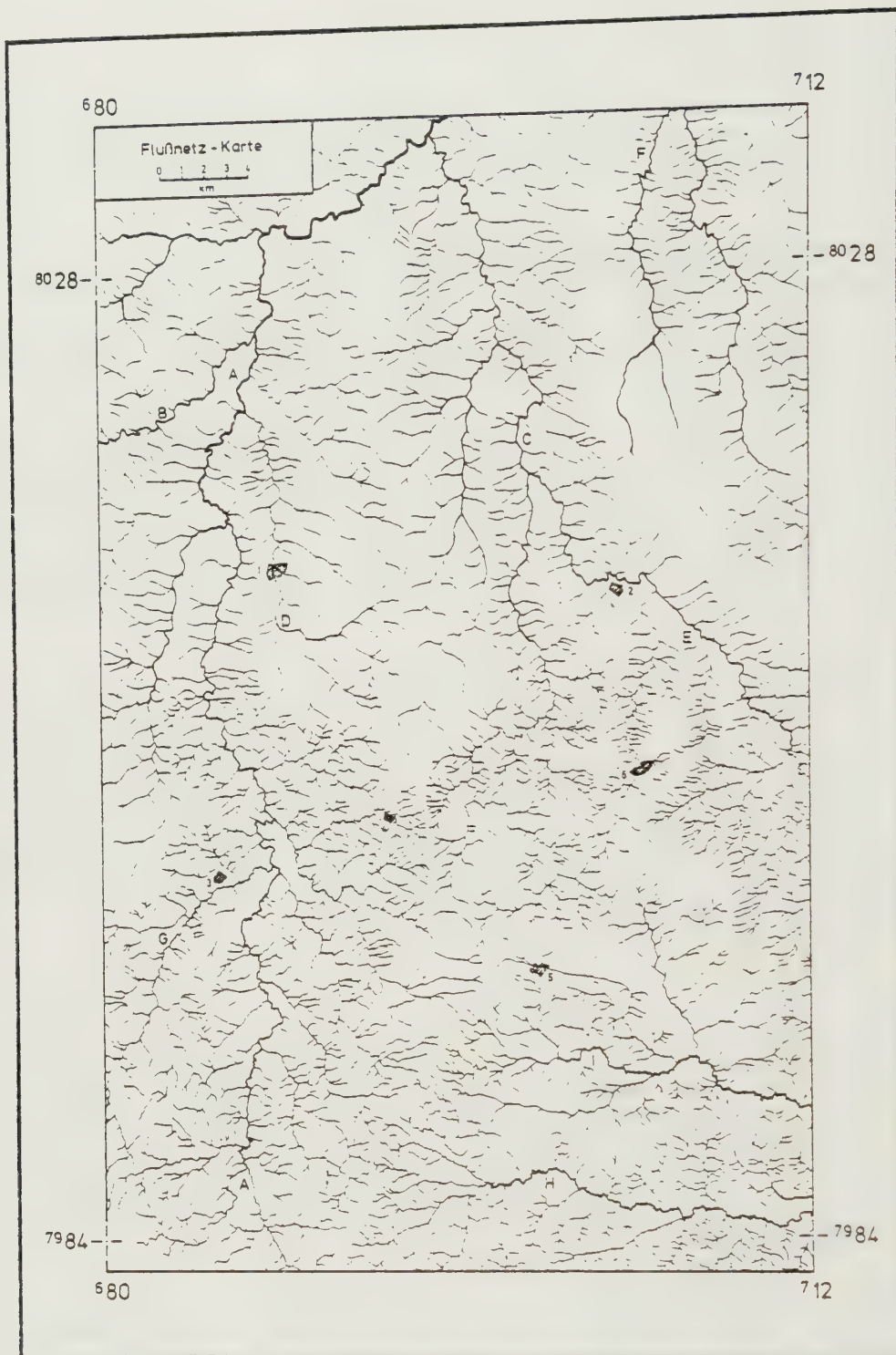


Abb.3

Flußnetzkarte des Gebietes Senador Modestino Gonçalves (1), Santo Antonio da Varzea (2), Felicio dos Santos (3), Sao Jose da Cachoeira (4), und Pedra Menina (5), Penha de Franca (6) mit den Flüssen Rio Aracuai (A), Rio Preto (B), Corr. Itangua (C), Corr. Ingazinho (D), Rib. Itapirapura (E), Corr. das Pedras (F), Rib. Santana (G), Rio Mundo Velho (H) und Rio Cocais (I)

sind die Boden- und Saprolitfärbung, Saprolitstrukturen und die nicht verwitterten Mineralbestandteile.

Folgende Gesteinseinheiten können auf diese Art angesprochen werden:

amphibolitische Schiefer und Amphibolite:	schluffig, lokal leicht sandig; strukturlos; intensiv dunkelrote bis leicht blau violette Bodenfarbe, trocken: schwaches braunrot; in den Talungen sehr fruchtbarer Boden mit Naturwald und Kulturland
sandige Phyllite:	sandig; häufig ist die Schieferung im Saprolit noch zu erkennen; rotbrauner bis beiger Boden; Boden ist weniger fruchtbar
Serizitphyllite:	mehlig, schluffig; deutlich geschiefert, im Saprolit sind die Schieferungsflächen mit feinschuppigem Hellglimmer belegt; Verwitterungsfarbe: gelblich bis beige
Kristallin:	sandig; strukturlos; hautfarbener bis braunroter Boden; parkähnlicher Bewuchs
Pegmatitapophysen:	weißes, kaolinartiges Gestein; dünner, blauviolett gefärbter Reaktionssaum zum Nebengestein, in der näheren Umgebung häufig größere, lose Muskovitschuppen, begleitet von Rauchquarz- brocken; stark verfaltetes Nebengestein

1.3 Ältere Arbeiten

Der Bundesstaat Minas Gerais gehört aufgrund seines Mineralreichtums zu den geologisch am besten erforschten Gebieten Brasiliens. Eine erste systematische Untersuchung unternahm ESCHWEGE (1822, 1832, 1833). In den folgenden Jahren werden eine Anzahl von Arbeiten mit lagerstättenkundlicher Thematik publiziert, die von FREYBERG (1932, 1934) zusammenfassend dargestellt worden sind. Unter ihnen nehmen die regionalgeologischen Arbeiten von DERBY (1906) und HARDER & CHAMBERLIN (1915) eine bedeutende Stellung ein.

In MORAES et al. (1937) wird zum ersten Mal das Gebiet von Senador Modestino Goncalves behandelt. MORAES beschreibt ein Straßenprofil von Itamarandiba nach Felisberto Caldeira und befaßt sich mit den Lagerungsverhältnissen im Kristallin. In dieser Arbeit wird der Granit von Senador Modestino Goncalves beschrieben und eine geologische Karte im Maßstab

1:2.000.000 aus dem Jahre 1930 vorgestellt. Im Rahmen der regionalgeologischen Untersuchungen von PFLUG und Mitarbeitern (PFLUG & RENGGER 1973) wird die Gegend von Senador Modestino Goncalves durch GORLT (1970, 1972) und HETTICH (1973, 1975, 1977) bearbeitet. Während bei GORLT der Schwerpunkt in der Darstellung von Fazies und Metamorphose der Sedimente der Espinhaco-Supergruppe (früher: Minas-Supergruppe) im Bereich der Schwellenregion (Itabira-Fazies) liegt, behandelt HETTICH die Genese der glazigenen Sedimente der Macaubas-Gruppe.

GORLT stellt die Genese der granitoiden Gesteine von Senador Modestino Goncalves in die Espinhaco-Supergruppe. Ihre Bildung sieht er im Zusammenhang mit der Metamorphose der Guanhaes-Fazies. Er schreibt: "Innerhalb dieser Fazieszone kommt es häufig zu Granitisationserscheinungen. Auf die Schwierigkeit einer exakten Abgrenzung einerseits gegen die meta-sedimentären Einheiten der Itabira-Fazies, andererseits gegen das ungegliederte Kristallin im Osten wurde schon hingewiesen." HETTICH sieht im Granit das charakteristische Erscheinungsbild von Migmatitdomen im Sinne von MEHNERT (1968), mit einer Zonierung von Granit im Kern und Migmatiten in den Randbereichen. Er stellt fest, daß granitoide Apophysen in die Sedimente der Macaubas-Gruppe intrudieren und hält das Ausgangsgestein der Granite für Anatexite, die während einer regionalen Thermo-Dynamo-Metamorphose aus den basalen Teilen der Espinhaco-Supergruppe entstanden sind. Er weist auch darauf hin, daß Anzeichen einer Kontaktmetamorphose in den hangenden Sedimenten der Macaubas-Gruppe fehlen.

Außerdem wurde das Gebiet durch die Geologischen Dienste DNPM (Departamento Nacional de Producao Mineral) und CRPM (Companhia de Recursos e Pesquisas Minerais) in Belo Horizonte kartiert, wobei in erster Linie Luftbilder und Semi-Radarbilder des Projeto RADAM BRASIL ausgewertet worden sind. Ergänzung hat dieses Projekt durch aerogeophysikalische Aufnahmen im Maßstab 1:100.00 durch das CGA (Centro Geofisica Aplicada) in Belo Horizonte, die BGR (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) und die PRAKLA-SEISMOS in Hannover gefunden (BOIE 1973).

2 GEOLOGIE

2.1 Überblick

Das Kartiergebiet (Abb. 4), die Serra Negra und der sich nördlich anschließende Kristallinaufbruch von Senador Modestino Goncalves, liegt am Ostrand des Sao Francisco-Kratons (PFLUG 1967), im tektonischen Gürtel von Aracuai im Norden der Mantiqueira Provinz (ALMEIDA 1977, ALMEIDA et al. 1981).

Das Präkambrium der südlichen und mittleren Serra do Espinhaco wird in ein Archäikum und ein Proterozoikum gegliedert. Das Archäikum wird als Präespinhaco-Supergruppe zusammengefaßt und bildet das Basement der jüngeren Espinhaco-Supergruppe und der Sao Francisco-Supergruppe. Nach dem von PFLUG (1965, 1967) entwickelten Geosynklinalmodell werden die Sedimente der Espinhaco-Supergruppe, im wesentlichen mittleres Präkambrium (PFLUG 1978) bzw. frühes Proterozoikum (HOPPE 1980), in drei Faziesräume gegliedert, in eine dem Sao Francisco-Kraton nahe Schelffazies (Diamantina-Fazies), einen Schwellenbereich (Itabira-Fazies) und einen kratonfernen Sedimentationsraum (Guanhaes-Fazies). Die einzelnen Faziesräume sind durch entsprechende Sedimentation charakterisiert: im Schelfbereich herrschen klastische Sedimente wie Quarzite und Konglomerate vor (HOPPE 1978) und im Schwellenbereich sind gebänderte Eisenerze (BIF) kennzeichnend (PATERNOSTER 1979). Im Sedimentationsraum der Guanhaes-Fazies sind tonige Sedimente (PFLUG & RENGGER 1973) vorherrschend. Die jüngeren Gesteinseinheiten der Sao Francisco-Supergruppe (spätes Proterozoikum) werden in die Macaubas-Gruppe mit glazigenen Sedimenten (HETTICH 1973, 1975, 1977) und die etwas jüngere bis zeitgleiche epikontinentale Bambui-Gruppe (SCHÖLL 1972, PFLUG & SCHÖLL 1975, WALDE 1976) unterteilt.

Die Konsolidierung des Basements ist Ende des Archäikums abgeschlossen. Während der früh- bis mittelproterozoischen Espinhaco-Tektogenese wird der gesamte Komplex im Zuge einer Ost-West Einengung auf den im Westen gelegenen Sao Francisco-Kraton aufgeschoben und verfaltet (PFLUG 1967). Der tektonische Bauplan des Brasiliano-Zyklus ist gleichgerichtet zu demjenigen der Espinhaco-Tektogenese.

In der Serra do Espinhaco (Abb. 4) bauen die Quarzite der Espinhaco-Supergruppe das Gebirge auf. Archäikum tritt nur in Kristallinaufbrüchen im zentralen Bereich des Gebirges zu Tage, z.B. in der Antiklinalstruktur von Gouveia (HOFFMANN 1978, 1980) und in der Aufschiebungszone von Conceicao do Mato Dentro (RENGER 1970). Am östlichen Gebirgsrand werden von MORAES (1937), PFLUG (1965) und KARFUNKEL & KARFUNKEL (1977) zusammenhängende, ungegliederte archaische Kristallinkomplexe beschrieben. Gemäß PFLUG & RENGGER (1973) beschreibt GORLT (1970, 1972) diese Einheiten als hochmetamorphe Sedimente der frühproterozoischen Guanhaes-Fazies.

Neuerdings werden die früh- bis mittelproterozoischen Schichtfolgen am Ost- und Südrand des San Francisco-Kratons lithostratigraphisch als Espinhaco-Supergruppe bezeichnet. Dieser Begriff schließt die Minas-Serie bzw. Minas-Supergruppe ein.

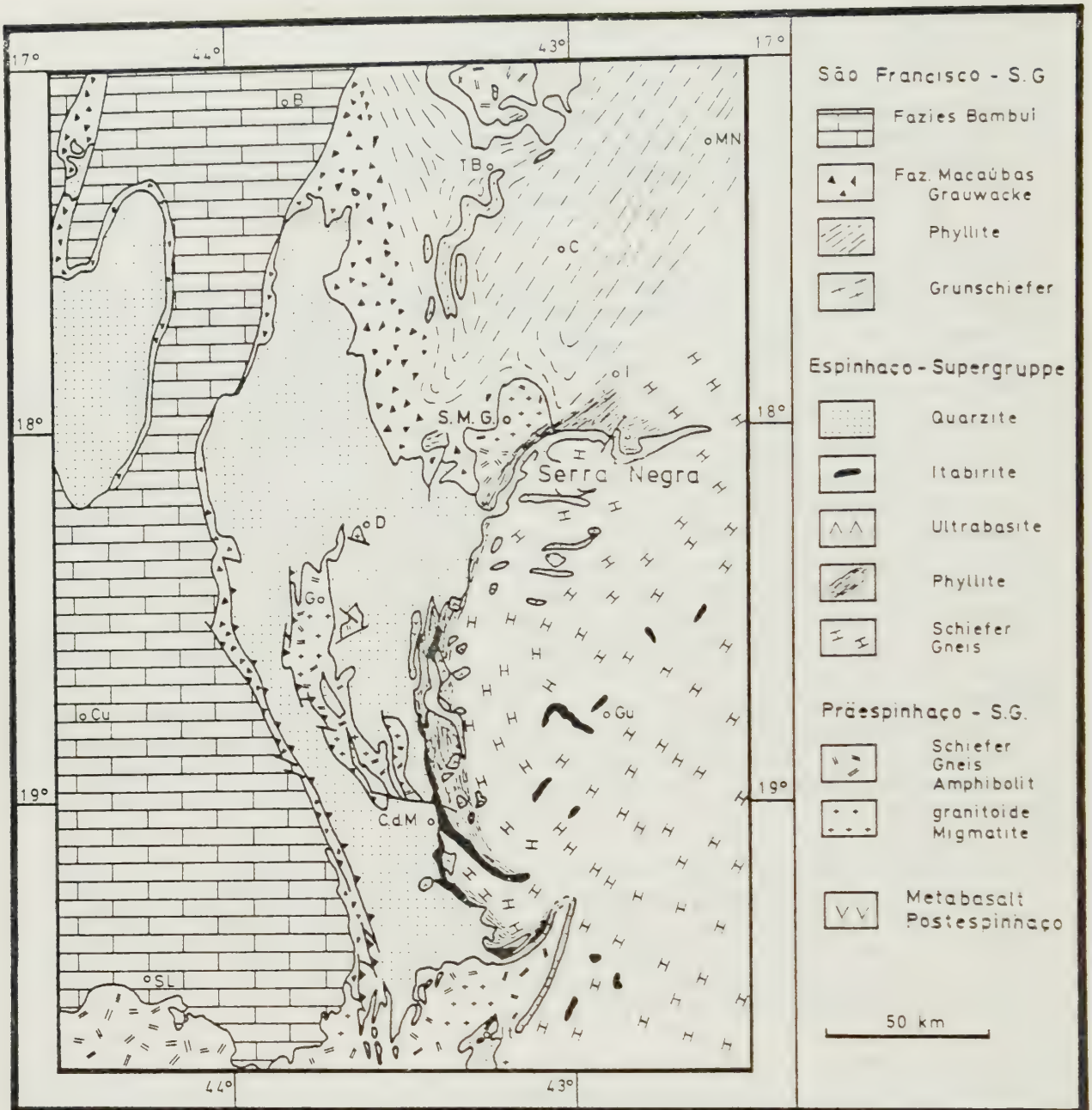


Abb. 4

Übersicht über die Geologie der mittleren Serra do Espinhaço, umgezeichnet und etwas verändert nach PFLUG & RINGER (1973)

Korrelationen mit dem Präkambrium des Quadrilátero Ferrífero, mit der archaischen Rio das Velhas-Serie und der proterozoischen Minas-Serie (DORR 1969, HERZ 1970, 1978) sind nur unter Vorbehalt möglich, da sowohl der lithofazielle Charakter und der polymetamorphe Zustand des Gesteins eine stratigraphische Parallelisierung zur Zeit nur bedingt erlauben.

Radiometrische Altersbestimmungen liefern eine Vielzahl von stark streuenden Daten. BRITO NEVES et al. (1979) stellen eine mögliche Inter-

pretation vor, wonach das älteste radiometrisch faßbare Metamorphoseereignis, der Jequie-Zyklus in den Zeitraum von 2.800 bis 2.600 Millionen Jahre fällt. Aus dem Eisernen Viereck beschreibt HERZ (1970) für diesen Zeitabschnitt eine erste Anatexis, die Tektogenese der Rio das Velhas-Serie, mit der Bildung von Bändergneisen und Granodioriten. Das nächst jüngere Ereignis wird als Transamazonas-Zyklus beschrieben, dessen radiometrisches Alter zwischen 2.200 und 1.600 Millionen Jahre gelegt wird. (HERZ 1970, 1978, CORDANI 1973, 1978, BRITO NEVES et al. 1979). Durch regionalgeologische Vergleiche und radiometrische Altersbestimmungen läßt sich das Alter der Espinhaco-Tektogenese auf einen Zeitraum von 2.000 bis 1.300 Millionen Jahre einengen (BEURLIN 1956, CORDANI 1973, BESANG 1977). Sie wird durch eine Thermo-Dynamo-Metamorphose beendet (HOPPE 1980), die der von HERZ (1970) beschriebenen zweiten Anatexis zeitmäßig gleichgesetzt werden kann. Der Brasiliano-Zyklus, dessen radiometrisches Alter im Zeitraum von 700 bis 450 Millionen liegt (HURLEY et al. 1968, HERZ 1970), bildet den jüngsten Zyklus des brasilianischen Präkambriums. Die Ereignisse sind durch tektonische Bewegungen und geringe Aufheizungen bestimmt.

2.2 Kristallinaufbruch von Senador Modestino Goncalves

In der Antiklinalstruktur des Kristallinaufbruchs von Senador Modestino Goncalves sind Bändergneise bis Migmatite mit vermutlich archaischem Alter, früh- bis mittelproterozoische Metasedimente und Granite, mittel- bis spätproterozoische Olivinbasalte und Alkalibasalte mit vermutlich mesozoischem bis känozoischem Alter aufgeschlossen.

Da die Kristallinbereiche des Archäikums in der mittleren bis südlichen Serra do Espinhaco nicht durchgehend verfolgt werden können, wird für die Migmatite und Bändergneise der Name Pedra Menina-Serie definiert. Sie wird als eigenständige Einheit von den Metasedimenten der Espinhaco-Supergruppe abgetrennt. Benannt wird die archaische Serie nach der Ortschaft Pedra Menina, im Süden der westlichen Serra Negra. Nördlich der Ortschaft ist der Übergangsbereich zwischen der Präespinhaco-Supergruppe und der Espinhaco-Supergruppe in einem vollständigen Profil aufgeschlossen (Abb. 5).

Bei den hangenden Sedimenten handelt es sich nach GORLT (1970, 1972) und HETTICH (1973, 1975) um Quarzite, die im Schwellenbereich der Espinhaco-Miogeosynklinale (Itabira-Fazies/Espinhaco-Supergruppe) abgelagert worden sind. Untersuchungen von GORLT (1970, 1972) belegen die zeitgleiche Sedimentation der Quarzite der Serra Negra mit den Schichtfolgen der Diamantina-Fazies der mittleren bis südlichen Serra do Espinhaco. Sie werden in der vorliegenden Arbeit in die Serra Negra-Abfolge und die Cristo Rei-Abfolge gegliedert.

3 ARCHÄIKUM

3.1 Geologie des Basements

Die Pedra Menina-Serie ist von den frühproterozoischen Metasedimenten der Serra Negra-Abfolge durch den Wechsel des Metamorphosegrades von Bedingungen des Typs "high grade" zum Typ "medium grade" (WINKLER 1976) eindeutig abgetrennt; es wird daher für das Basement ein archaisches Alter angenommen. Lokal sind Winkeldiskordanzen aufgeschlossen, wobei nicht eindeutig geklärt werden konnte, ob sie an Störungen gebunden sind. Mit Sicherheit haben an diesen Zonen während der orogenen Bewegungen Relativbewegungen stattgefunden, die zu einer Verschleifung der Strukturen geführt haben.

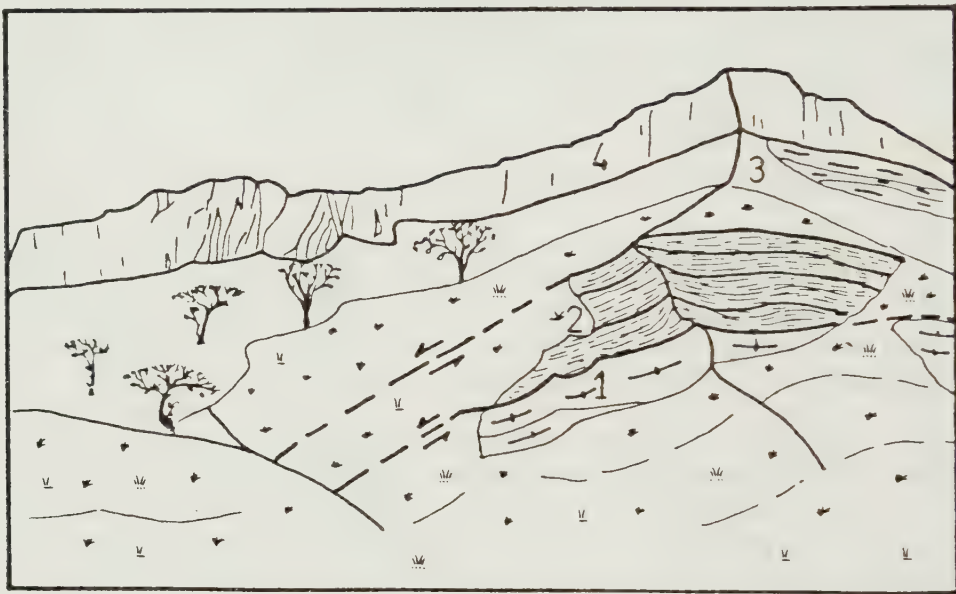


Abb. 5

Pico Pedra Menina (Serra Negra) mit archaischen Bändergneisen an der Basis (1), der proterozoischen basalen quarzitischen Abfolge (2), den Übergangsschichten (3) und den hangenden Quarziten (4); Blickrichtung von Südosten

Die archaischen Gesteine der Pedra Menina-Serie umfassen Migmatite, Amphibolite und Gneise. Sie sind in den peripheren Teilen des Arbeitsgebietes, in den Randzonen um den Granit von Senador Modestino Goncalves aufgeschlossen, besonders gut im Süden, wo sie die Basis der Quarzite der Serra Negra bilden. Weitere zusammenhängende Aufschlüsse des Basements befinden sich auf der Westseite des Granits, entlang dem Corr. Ingazinho. Im Norden und Osten sind die Migmatite überdeckt mit den jüngeren Metasedimenten. Innerhalb des Granits sind häufig Bereiche aufgeschlossen, die sich von den Graniten durch ihren migmatitischen Charakter unterscheiden.

Der schichtartige, sehr heterogene Aufbau der Bändergneise deutet auf sedimentäres Ausgangsmaterial hin. Sehr wahrscheinlich beinhaltet der Gesteinsverband auch basische und saure Magmatite. Ihre Genese ist polymetamorph. Eine frühe Anatexis hat vermutlich während des Jequié-Zyklus

(BRITO NEVES et al. 1979) zur Konsolidierung des Basement geführt. Während dieser Anatexis sind Bändergneise und Lagenmigmatite gebildet worden, wie Restbestände in den später gebildeten Migmatiten zeigen (z.B. Bruchstücke von Metatexiten in den während der Espinhaco-Tektogenese gebildeten Agmatiten). In der zweiten Anatexis, die im Verlaufe der Espinhaco-Tektogenese stattgefunden hat, sind palingene, intrusionsfähige Granite entstanden. Gleichzeitig mit der Granitintrusion ist das Basement unter Durchdringung der Anatexite mit granitischen Schmelzen migmatisiert worden. Im Jungpräkambrium sind die Gesteine des Basements während des Brasiliano-Zyklus unter epizonalen Bedingungen retrograd umgewandelt worden.

3.2 Petrographie des Basements

Die Pedra Menina-Serie setzt sich Überwiegend aus Anatexiten zusammen; Bändergneise und Amphibolite sind weniger weit verbreitet; untergeordnet treten Migmatite mit agmatitischen Strukturen und Schollenstruktur auf.

3.2.1 Anatexite

3.2.1.1 Metatexite

Unter den Anatexiten dominieren die Metatexite. Sie sind in der Regel als Lagen- bis Faltenmigmatite ausgebildet. Neben nahezu horizontallagernden Metatexiten treten stark isoklinal verfaltete Bereiche auf, wobei die Faltenschenkel in der bc-Ebene häufig überschoben sind. Die Aufschiebungsbeträge liegen im Größenbereich von etwa 1 m. In Bereichen stärkerer Durchbewegung sind Wickel-, Knäuelstrukturen und ptygmatische Falten ausgebildet. Gelegentlich sind auch pegmatoide Mobilisate zu beobachten, die als Front unter Ausbildung mehrerer aneinandergereihter kleinerer Diapire in die hangenden Melanosome intrudieren (Abb. 6). Fließende Übergänge zu anderen Migmatitstrukturtypen wie Agmatite, Migmatite mit Schlieren-, Schollen- und nebulitischen Strukturen (MEHNERT, 1968) sind die Regel. Von den Bändergneisen und Amphiboliten sind sie durch scharfe Grenzen getrennt.

Die Metatekte besitzen gewöhnlich granitoide Zusammensetzung, pegmatoide Mobilisate sind weniger häufig. Im Gegensatz zu den recht grobkörnigen Pegmatoiden sind die granitischen Metatekte fein- bis mittelkörnig. Ihre Farbe ist in frischem Zustand weiß. Neben Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskovit treten an Nebenbestandteilen Granat, Sillimanit, Apatit, Klinozoisit/Epidot und Chlorit auf. Die Biotite sind feinschuppiger als die der benachbarten Melanosome. Die Metatekte sind geschiefert. Ihre Mächtigkeit liegt im Bereich von einigen Zentimetern bis zu wenigen Dezimetern.

Die pegmatoiden Quarz-Feldspat-Mobilisate bilden unregelmäßig geformte Schmelznester und kleinere Pegmatitapophysen, die diskordant und konkordant die Lagen durchdringen. Die Kantenlänge der blastisch gewachsenen Plagioklase kann mehrere Zentimeter erreichen. Die Feldspatflächen sind mit feinschuppigem Hellglimmer belegt. Die Plagioklase sind nach dem Albitgesetz verzwillingt und bilden hypidiomorphe bis idiomorphe Formen. Sie sind nahezu einschlußfrei. In den Mobilisaten ist Quarz auf den intergranularen Zwischenraum beschränkt. Im Kontaktbereich zu Amphiboliten führen die pegmatoiden Mobilisate Amphibolnadeln.



Abb. 6

Diapirartiges Aufsteigen pegmatoider Mobilisate im Verband von Lagenmigmatiten (linke Bildmitte), daneben aneinander gereihte, nach oben aufsteigende Verwitterungshohlräume, die vermutlich von einer mobilen, weniger verwitterungsresistenten Mineralphase gefüllt gewesen sind.

(+ X) Granitoide, (~) Pegmatoide, (//) Biotitschiefer und (==) Biotitgneis

Als Melanosome sind Biotitschiefer und Biotitgneise aufgeschlossen.

3.2.1.2 Biotitschiefer

Mineralbestand: Quarz	Cordierit	Erz
Biotit	Orthit	Apatit
Plagioklas	Epidot/Klinozoisit	Zirkon
Muskovit	Granat	

Die Farbe der Schiefer ist schwarzgrün mit bunt metallischglänzender Oberfläche; weiße Flasern unterstreichen die schiefrige Natur. Häufig treten sie in rein monomineralischer Ausbildung mit Biotit als Hauptkomponente auf. Die Biotite sind großschuppig und braun mit kräftigem Pleochroismus. Sie sind mit Muskovit verwachsen. Geringmächtige Zwischenlagen werden mit einem Gewebe von feinkörnigem polygonalem Quarz und Plagioklas ausgefüllt. Die Quarzkörner sind schwach abgeplattet und sind undulös auslöschend. Plagioklas ist als unverzwillingter, einschlußfreier Albit ausgebildet. Der Cordierit bildet bis zu 1 mm große idiomorphe Blasten; auf den Spaltrissen ist eine schwache Pinitbildung zu beobachten. Die Lagen sind gefaltet und werden von einer späteren Transversalschieferung geschnitten.

3.2.1.3 Biotitgneise

Mineralbestand:	Biotit, grün	Plagioklas	Erzminerale (Magnetit)
	Chlorit	Quarz	Apatit
	Calcit	Amphibol	Titanit
	Epidot/Klinozoisit		Cordierit

Das Grundgewebe besteht aus xenoblastisch gewachsenem Plagioklas, Quarz, feinschuppigem Biotit, Calcit und Epidot/Klinozoisit. Das Gestein zeigt einen lagigen Aufbau durch Anreicherung der Mafite in wenige Millimeter mächtigen Lagen, welche teilweise kontinuierlich in Leukosome mit einem granoblastischem Gefüge mit einem Gewebe aus feinkörnigem Quarz, Plagioklas und Orthoklas übergehen. Möglicherweise können diese hellen Lagen in Anlehnung an METZ (1980) als saure, synsedimentäre Vulkanite gedeutet werden.

In den dunklen Lagen tritt Quarz lagenweise reichlich in xenomorphen Körnern auf. Plagioklas bildet xenomorphe bis hypidiomorphe Poikiloblasten, die nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Der Biotit ist feinschuppig ausgebildet, nicht orientiert gewachsen und zeigt einen Pleochroismus von dunkel- nach hellolivgrün. Die Biotite schließen Apatit, Cordierit und Leukoxen ein. Bestrahlungshöfe sind sichtbar. Die Biotite sind mit Amphibol verwachsen. Die Amphibole sind grün bis schwach blaugrün gefärbt, mit einem deutlichen Pleochroismus. Die stengeligen, poikilitisch gewachsenen Amphibole schließen Plagioklas und Quarz ein. Die retrograd gebildeten Epidote/Klinozoisite bilden Pseudomorphosen nach Amphibol und sind teilweise mit Biotit verwachsen. Die Calcite bilden größere xenomorphe Poikiloblasten und stehen im Gleichgewicht mit Epidot/Klinozoisit und Plagioklas.

3.2.2 Lagenamphibolite

Mineralbestand:	Amphibol, dunkelgrün	Apatit	Hämatit
	Plagioklas	Zirkon	Erz
	Quarz	Titanit	
		Epidot/Klinozoisit	

Die Lagenamphibolite treten im konkordanten Verband mit den Metatexiten auf. Ihre Ausdehnung konnte aufgrund mangelnder Aufschlüsse nicht festgestellt werden. Die aufgeschlossenen Lagen sind geringmächtig, ca. 25 - 50 cm. Im Schichtverband wiederholen sich die Amphibolitlagen mehrfach. Es ist nicht auszuschließen, daß die Amphibolite zur Seite hin ausdünnen. Die leukokraten, sedimentären Zwischenschichten sind meist nur wenige Zentimeter mächtig und durch einen scharfen Übergang von den Amphiboliten getrennt.

Das feinkörnige Gestein ist schwarzgrün; es ist mit weißen Flasern durchzogen, die aus einem Gewebe von feinkörnigem Quarz und Plagioklas bestehen. Die dunklen Lagen sind meist monomineralisch mit makroskopisch sichtbaren Amphibolnadeln ausgebildet. Sie sind deutlich geschiefert. Lokal wird die erste Schieferung von einer Schubklüftung geschnitten.

Die Amphibole zeigen einen kräftigen Pleochroismus von dunkelgrün

(blaugrün) nach einem hellen gelb/braungrün. Die Amphibolnadeln sind idiomorph bis hypidiomorph mit einem Zonarbau gewachsen und liegen in der Schieferungsrichtung. Einige Großkristalle sind posttektonisch quer zur Schieferung gewachsen. Die Blasten umschließen Quarz und Plagioklas.

Die Quarze sind polygonal und äquigranular gewachsen und sind undulös auslöschend, die c-Achse ist parallel zur Schieferung ausgerichtet. Quarz füllt als Nebenbestandteil mit Plagioklas zusammen den intergranularen Zwischenraum unter den Amphibolen. Die Plagioklase sind nur untergeordnet vertreten, meist als Einschlüsse in den Amphibolen. Sie bilden Zwillinge nach dem Albit-Gesetz und zeigen xenomorphe Umrisse.

Die Titanite bilden mehr oder weniger unregelmäßig begrenzte Aggregate, die auf den Schieferungsflächen ausgewalzt sind, nur wenige Kristalle sind idiomorph ausgebildet. Ihre Genese wird mit einer jüngeren retrograd wirkenden Metamorphose erklärt, die zu einer Mineralneubildung mit grünem Amphibol unter Freisetzung der Titanphase geführt hat, ausgehend von einem basischen Gestein mit Amphibolen oder Pyroxenen, die unter höheren P-T-Bedingungen gebildet worden sind.

Bei Berücksichtigung der Gegenüberstellung von Ortho- und Paraamphiboliten nach MOINE & de la ROCHE (1968) sind diese Amphibolite als Orthogesteine (Abb. 23) zu bezeichnen. Aufgrund des Verbandes mit Paragesteinen wird ein synsedimentärer basischer Vulkanismus angenommen.

3.2.3 Agmatite

Migmatite mit agmatitischen Strukturen sind im Kartiergebiet selten aufgeschlossen. Einzelne Aufschlüsse befinden sich am Corr. Itangua im Bereich der Faz. Fagundes und der Faz. Rancho de Telha. Sie stehen im Gesteinsverband mit den Anatexiten.

Es können verschiedene Typen unterschieden werden, wobei einerseits die zerbrochenen Schollen in einer granitischen Matrix schwimmen oder andererseits die zerbrochenen Leukosome von Biotitgneisen umgeben sind (Abb. 7). Die Bruchstücke sind unregelmäßig geformt und kantig, ihre Größe liegt im Bereich von einigen Kubikdezimetern. Bei dem zuletzt genannten Typ handelt es sich vermutlich um einen Migmatit mit ptygmatischer Faltung, dessen Leukosome durch einen syngenetischen oder postgenetischen Vorgang zerrissen worden sind. Daneben gibt es auch Bereiche, in welchen die granitoiden Metatekte ähnlich "Boudins" in die Schieferungsflächen der Biotitgneise eingearbeitet sind. In den Bereichen mit überwiegender Lagentextur ist eine schwache Feldspat-Blastese ausgebildet. Die Bildung der Agmatite steht im Zusammenhang mit der Intrusion des Granits von Senador Modestino Gonçalves, wobei die Metatexite bei der Platznahme zerissen und teilweise von dem injizierten Magma umflossen worden sind.



Abb. 7
Agmatit mit zerbrochenem Leukosom

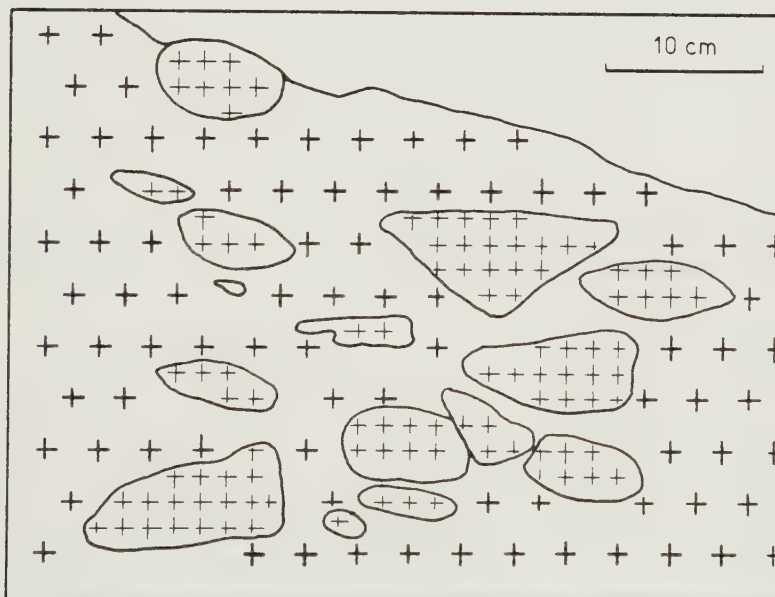


Abb. 8
Schollenmigmatit mit Schollen von Hornfels

3.2.4 Diatexite

Die granitoiden Migmatite sind vermutlich überwiegend während der Espinhaco-Tektogenese gebildet worden; sie stellen den Übergang der Metatexite zum Granit von Senador Modestino Goncalves dar. Die Diatexite zeigen eine stark wechselnde Korngröße von fein- bis grobkörnig.

Die Schieferungsintensität und die Schieferungsrichtung sind nicht gleichmäßig über das Gestein verteilt. Lokal ist eine systematische Ausrichtung der Schieferungsflächen um den Granitpluton zu beobachten, parallel der Ausrichtung in den jüngeren Metasedimenten. Die Diatexite führen mafitenreiche Schlieren, wobei die Übergänge zur granitoiden Matrix meist scharf, teilweise fließend ausgebildet sind. In den Diatexiten treten Schmelznester von Plagioklas auf, deren Kantenlänge selten 5 cm unterschreitet. In homophanen Diatexiten sind Schollen von Biotitgneis und Hornfels eingeschlossen (Abb. 8, Abb. 9). Die Größe der Schollen kann mehrere Kubikmeter betragen. Die Grenzen zwischen granitischer Matrix und Xenolith sind glatt (vgl. 5.3).

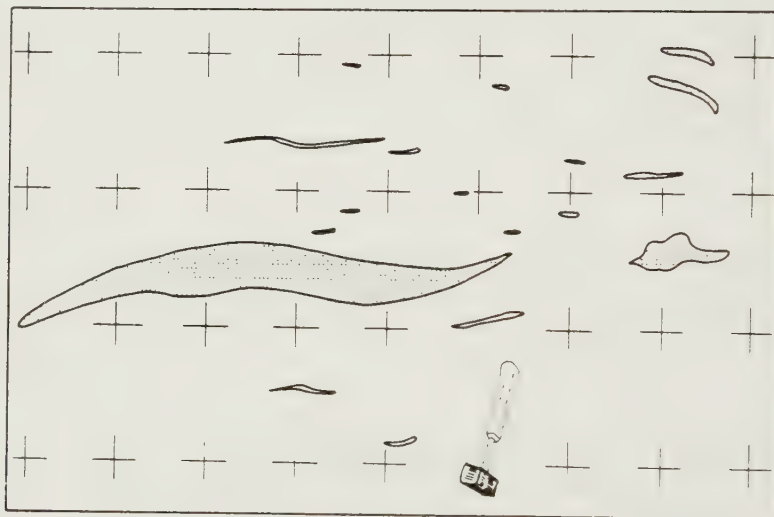


Abb. 9
Migmatit mit ausgeschwänzten, parallelorientierten Schollen

3.3 Genese des archaischen Basements

Archaische Sedimente und synsedimentäre basische und saure Magmatite bilden das Ausgangsmaterial der Anatexite, die vermutlich im Jequie-Zyklus eine erste Anatexis erfahren haben, wobei vorwiegend Lagenmigmatite gebildet worden sind. In der Espinhaco-Tektogenese erfährt das archaische Basement eine zweite Anatexis, in deren Verlauf Granite palinogen gebildet werden. In den Randzonen um den Granit entstehen Migmatite mit Schollenstruktur, Diatexite und Agmatite. Während des jungpräkambrischen Brasiliano-Zyklus werden die Anatexite retrograd unter epizonalen Bedingungen metamorphisiert.

4 PROTEROZOIKUM

Die Sedimente der früh- bis mittelproterozoischen Espinhaco-Supergruppe werden in zwei Abfolgen gegliedert, in eine mit überwiegend quarzitischem und eine mit überwiegend phyllitischem bis siltitischem Charakter. Die Trennung in zwei Sedimentationsabfolgen ergibt sich einerseits aus der primär verschiedenen Zusammensetzung und andererseits aus der stärkeren tektonischen Durchbewegung der südlichen Abfolge. Einige Schichtglieder greifen auf beide Abfolgen über. Die mehr quarzitischer Serra Negra-Abfolge ist im südlichen Teil des Arbeitsgebietes in der Serra Negra aufgeschlossen. Im nördlichen Teil des Kartiergebietes stehen die mehr siltitischen Sedimente der Cristo Rei-Abfolge an, benannt nach der Faz. Cristo Rei, ca. 4 km westlich der Ortschaft Senador Modestino Gonçalves. Die beiden Abfolgen sind voneinander durch die Störungszone von Felício dos Santos getrennt. Über die stratigraphische Stellung der beiden Abfolgen der Espinhaco-Supergruppe untereinander kann keine Aussage gemacht werden. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich um nahezu gleichaltrige Sedimente aus verschiedenen Sedimentationsräumen. Für diese Deutung spricht die direkte Auflage beider Abfolgen auf dem Basement. Durch die tektonische Lagerung wird der wahrscheinliche Verzahnungsbereich der beiden Faziesräume verwischt.

Die Sedimente werden in der Espinhaco-Tektogenese zunächst durch eine Ost-West Einengung verfaltet und einer Regionalmetamorphose des Typs "medium grade" (WINKLER 1976) unterzogen. Sie zeigen einen Faltenstil mit Nord-Süd gerichteten Faltenachsen und einer schwachen Vergenz gegen Westen. Die Faltenachsen fallen mit etwa 10 Grad nach Norden ein. Isoklinalfalten sind häufig ausgebildet. Die Metasedimente zeigen einen dem Basement entsprechenden Faltenbau. Die spätere Granitintrusion bewirkt eine Ablenkung aus ihrer primären Lagerung; anschließend an die Konsolidierung des Granits erfahren sie eine intensive Verschuppung mit dem Kristallin. Während des Brasiliano-Zyklus sind die Metasedimente retrograd ("low grade", WINKLER 1976) metamorphisiert worden.

GORLT (1972, 1973) und HETTICH (1973, 1975) ordnen die Quarzite der Serra Negra den sedimentären Einheiten des Espinhaco-Zyklus zu, die im Schwellenbereich zwischen Diamantina- und Guanhaes-Fazies abgelagert worden sind.

4.1 Serra Negra-Abfolge

Einen wesentlichen Anteil am Aufbau der Serra Negra-Abfolge haben Quarzite; Phyllonite, Glimmerschiefer und Gneise sind weniger weit verbreitet. Mit einer lokal beobachtbaren Winkeldiskordanz zum archaischen Basiskristallin und einem plötzlichen lithofaziellen Wechsel, der sowohl in der Zusammensetzung des Gesteins als auch im Metamorphosegrad zum Ausdruck kommt, beginnt die Serra Negra-Abfolge mit einer deutlich geschichteten, quarzitischen Abfolge. Im Hangenden folgen Übergangsschichten und Quarzite. Die für die Itabira-Fazies charakteristischen Itabirite (BIF, PATERNOSTER 1979) sind im Bereich der Serra Negra nicht ausgebildet. Eisen und Mangan treten als geringe Beimengung in den Quarziten auf.

4.1.1 Die basale quarzitische Abfolge

Die basale quarzitische Abfolge ist deutlich geschiefert. Die quarzitischen Schichten sind zum Teil weitgehend frei von Nebengemengteilen, zum Teil führen sie in Lagen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit wechselnd starke Beimengungen von Turmalin, Disthen, Epidot/Klinozoisit, Chlorit, Muskovit und Zirkon. Eisen und Mangan können in beträchtlichen Mengen angereichert sein. Die basale Abfolge unterscheidet sich vom Hangenden durch eine intensive tektonische Überformung in Form von s-paralleler Breccienbildung und linsenartiger Zerschierung des Gesteins. Die Schieferung wird gelegentlich durch eine posttektonische Umkristallisation mit granoblastischem Gefüge aufgelöst. Die Mächtigkeit beträgt etwa 30-50 m.

Die Quarzite sind fein- bis grobkörnig; die einzelnen Quarzkörner sind suturiert verzahnt. In der Regel besitzen sie eine wenig ausgeprägte undulöse Auslöschung. Disthen ist gewöhnlich in den feinkörnigeren Lagen angereichert, die nadeligen bis spießigen Kristalle zeigen eine mehr oder weniger deutliche Ausrichtung zur Schieferung. Nur an einer leichten Wellung der makroskopisch sichtbaren Disthene und Muskovite kann eine spätere Deformation des Gesteins erkannt werden.

Eine Turmalinführung ist nur in wenigen Aufschlüssen in geringmächtigen Lagen zu sehen. Dort steht Turmalin in Paragenese mit Quarz, Muskovit und Pyrit. Lokal tritt Turmalin monomineralisch auf; normal sind jedoch Gehalte von 30 bis 40 %. Die turmalinführenden Lagen sind blastomylonitisch; ihr Gefüge besteht aus mittel- bis grobkörnigem Quarz und kleinstkörnigem Turmalin neben feinschuppigem Muskovit auf den Schieferungsflächen.

SCHORSCHER (1975) beschreibt aus dem Eisernen Viereck ein mylonitisches, offenbar ähnliches Gestein, das er dort als tektonisch aufgearbeiteten Migmatit deutet. Eine ähnliche Genese läßt sich für die basale Abfolge der Serra Negra-Abfolge nicht ausschließen. Der petrographische Charakter des Gesteins und der tektonische Verband sprechen jedoch im Bereich der Serra Negra mehr für die Stellung als basale Abfolge der Espinhaco-Supergruppe als für eine Zuordnung zu den Migmatiten des archaischen Basements.

4.1.2 Die Übergangsschichten

Die Übergangsschichten sind tektonisch weniger stark beansprucht als die liegende basale Abfolge. Von den hangenden Quarziten sind sie durch disthenführende Phyllite getrennt. Zu den Übergangsschichten werden geringmächtige Quarzitlagen, Glimmerquarzite, Biotitschiefer, Amphibolite und Phyllite gerechnet. Die auf die Cristo Rei-Abfolge übergreifenden Amphibolite werden aufgrund ihrer größeren Verbreitung dort besprochen (vgl. 4.2.3).

4.1.2.1 Granatführende Biotitschiefer

Mineralbestand: Biotit	Muskovit
Granat	Chlorit
Quarz	Zirkon (Malakon)
Plagioklas	Calcit

Das Gestein ist fein- bis mittelkörnig und von dunkelgrauer Farbe. Durch unterschiedliche Granat-, Biotit-, und Quarzführung erscheint das Gestein gebändert. Die Schieferung liegt parallel zur Bankung. Häufig schneidet eine Schubklüftung das Gestein. Isoklinal- und Kofferfalten im cm- und dm-Bereich sind normal. Übergänge zu Glimmerquarziten mit biotitreichen Lagen können beobachtet werden. Die granatführenden Biotitschiefer stehen im östlichen Teil des Kartiergebietes im Liegenden von Amphiboliten und Glimmerquarziten an. Ihre Mächtigkeit dürfte einige 10er Meter betragen.

Biotit

Es sind zwei verschiedene Biotit-Generationen ausgebildet. Ein feinschuppiger älterer Biotit bildet zusammen mit Quarz und Plagioklas die geschieferte Gesteinsmatrix. Die Biotite sind leicht gewellt. Ein grobschuppiger jüngerer Biotit ist quer zur Schieferung gewachsen. Die poikiloblastischen Querbiotite umschließen Zirkon, Quarz und Granat, wobei die Quarze sigmoidal aneinandergereiht sind. Die Querbiotite sind selten idiomorph bis hypidiomorph gewachsen. Die Größe der Individuen beträgt ca. 0,5 mm. Der Pleochroismus variiert von olivbraun nach dunkelbraun. Ein Teil der Biotite ist chloritisiert.

Granat

Die Granate bilden idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle, die teilweise kantengerundet sind. Die Granate sind syntektonisch gebildet worden, wie an der Art ihrer Einschlußwirbel und Sigmoidalstruktur zu erkennen ist. Die Größe der Individuen beträgt ca. 1 mm. Die Kristallränder zeigen Korrosionsbuchten. Die Granate schließen Zirkone und Quarz ein. Die Schieferung wird von den Granaten teilweise durchsetzt (syn- bis spättektonisches Wachstum).

Die Quarze zeigen undulöse Auslöschung; sie sind ausgelängt und ihre c-Achse liegt in der Schieferung. Die Quarzkörner sind polygonal umkristallisiert. Die Korngröße wechselt lagenweise. Die Plagioklase (Oligoklas) unterscheiden sich kaum von den Quarzkörnern und können nur aufgrund der Zwillingslamellierung (Albitgesetz) unterschieden werden. Die Zirkone sind idiomorph gewachsen. Während größere Individuen meist als Malakone ausgebildet sind, sind die kleineren farblos klar und treten als Einschlüsse mit pleochroitischem Hof in Biotiten auf. Ein Zonarbau ist nicht zu beobachten.

Während GORLT (1970, 1972) diesen Gesteinsverband der Espinhaco-Supergruppe zuordnet, stellt ihn HETTICH (1973, 1975) in die Macaubas-Gruppe. Die Verschieferung des Gesteins und die Genese des syn- bis spättektonisch gewachsenen Granats, die nachfolgende Blastese der Querbiotite und letztlich die Chloritisierung der Biotite belegen eine polymetamorphe Entstehung der granatführenden Biotitschiefer und schließen daher ein Macaubas-Alter aus. Die Verschieferung wird als Ergebnis der Espinhaco-

Orogenese interpretiert. Die Mineralsprossung wird im Zusammenhang mit der Intrusion des benachbarten Granits von Senador Modestino Goncalves gesehen. Als letztes Ereignis führte eine geringe Aufheizung während des Brasiliano-Zyklus zu einer retrograden Umwandlung unter epizonalen Bedingungen.

4.1.2.2 Disthenführende Phyllite

Das höchste Schichtglied der Übergangsschichten bilden disthenführende Phyllite. Das Auftreten von Disthen ist an Quarz-Mobilisate gebunden, in welchen Disthen in Form von kugeligen Aggregaten auftritt. Die Genese dieser Quarz-Disthen-Verbindungen wird im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen gesehen, wobei das Muttergestein vollkommen mylonitisiert (Bildung von Phyllonit), der Quarz bei der Zerschierung des Gesteins freigesetzt und Disthen syntektonisch gebildet worden sind. Die s-Flächen der Phyllonite liegen parallel dem allgemeinen Streichen der Schichten bzw. der Schieferung der Metasedimente.

4.1.3 Die hangenden Quarzite

Die hangenden Quarzite sind im allgemeinen massig ausgebildet, mit einer Gesamtmächtigkeit von mindestens 50-100 m. Unter den Metasedimenten sind sie bei weitem vorherrschend. Ihr petrographischer Charakter reicht von reinen Quarziten über Hämatitquarzite zu Glimmerquarziten. Im Bereich von Störungszonen tritt reichlich feinnadeliger, dicht verfilzter, blaugrauer bis anthrazitfarbener Disthen hinzu (vgl. 4.1.1). Je nach Glimmergehalt sind die Quarzite plattig bis dünnbankig oder massig ausgebildet. Entsprechend dem Reinheitsgrad reagieren die Quarzite gegenüber der Verwitterung sehr unterschiedlich. Kleinere Beimengungen von Glimmer führen zu einer tiefgründigen Lockerung des Gesteins.

Die reinen Quarzite zeichnen sich durch eine wesentlich höhere Grobkörnigkeit gegenüber den unreinen Quarziten aus. So können grob- und feinkörnige Quarzite in Wechsellagerung oder linsenartiger Schichtung auftreten, wobei die grobkörnigen Bereiche 1/2-1 cm große Quarzkörner führen. Die Übergänge zu den feinkörnigen Lagen sind scharf und zeichnen sich sowohl durch eine kleine Variation der Farbtönung von milchig weiß nach ocker ab als auch durch den feinschuppigen Belag mit Hellglimmer. Die Mächtigkeit dieser grobkörnigen Lagen oder Linsen liegt im Zentimeterbereich; normal sind 1-2 cm; die Länge der Linsen erreicht etwa 20 cm. Ihre Genese wird als Ergebnis einer intensiven Zerschierung gesehen, wobei in den reinen Quarzitlagen eine bevorzugte Sammelkristallisation der Quarze stattgefunden hat.

Das Gefüge der Quarzite ist granoblastisch, lagenweise sind die Quarzkörner suturiert verzahnt. Gelegentlich ist auch ein Gefüge mit Mörtelstruktur zu beobachten. Die Quarze löschen schwach undulös aus. Disthen findet in den Quarziten eine weite Verbreitung. Normal sind die Disthene durch geringe Graphitdurchstäubung grau bis anthrazit gefärbt. Der Gehalt und die Größe der Disthennadeln nimmt von Norden nach Süden zu, während der Gehalt an Hellglimmer abnimmt.

Die Hämatitquarzite sind extrem feinkörnig und leicht mit Hämatit durchsetzt. Sie treten als geringmächtige Lagen von wenigen Zentimetern

Mächtigkeit im Verband mit den reinen Quarziten auf. Lokal können stärkere Hämatitanreicherungen in Form von linsenartigen Anreicherungen beobachtet werden. Die Eisenkonzentrationen sind jedoch nicht vergleichbar mit denjenigen der Itabirite aus der südlichen Serra do Espinhaco. Mangan tritt ebenfalls in den Quarziten auf und erreicht eine wesentlich größere Bedeutung als Eisen. Die manganführenden Quarzite werden Queluzite genannt. In der Cristo Rei-Abfolge finden sie eine größere Verbreitung (vgl. 4.2.6).

Die disthenführenden Quarzite besitzen ein granoblastisches Gefüge mit suturiert verzahnten, undulös auslöschenden Quarzkörnern. In feinkristallinen Lagen (Mörtelstruktur) ist Disthen angereichert. Die bis zu 1 mm langen Disthen-Nadeln sind zusammen mit Muskovit in die Schieferungsfläche eingeregelt.

Neben den bei weitem vorherrschenden ungefalteten Schichtfolgen treten intensiv isoklinal verfaltete Lagen auf, deren Faltengröße im Meter-Bereich liegt. Die Faltung wiederholt sich mehrfach, so daß mühelos eine Vervielfachung der Sedimentmächtigkeit erreicht werden kann. Die Falten-scharniere sind eng, so daß die verfalteten Lagen als nahezu konkordant im Schichtverband erscheinen.

4.2 Cristo Rei-Abfolge

Die basalen Schichtglieder der Cristo Rei-Abfolge setzen sich vorwiegend aus Siltiten, Gneisen, Amphiboliten und Phylliten zusammen, welche direkt auf dem Basement aufliegen. Die einzelnen Lagen besitzen unterschiedliche Mächtigkeit, die von einigen Dezimetern bis zu mehreren 10er Metern reicht, und wiederholen sich in häufiger Wechsellagerung. Die einzelnen Lagen sind durch rasche Änderungen der Sedimentation gekennzeichnet und durch scharfe Übergänge voneinander getrennt. In den höchsten Einheiten ist die Sedimentation mehr durch die Schüttung von Sanden gekennzeichnet. Es handelt sich um Quarzite, die im Bereich der ersten 30 bis 40 m als Glimmerquarzite bis Glimmerschiefer ausgebildet sind mit Einlagerungen von Hämatitquarziten; dann folgen ca. 10 m dünnplattige Quarzite, die in eine etwa 100 m mächtige Quarzitabfolge mit geringmächtigen Talkschieferlagen (5-10 cm) übergehen. Das Hangende bilden massige Quarzite mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m, die von Grünschiefer-Amphiboliten überdeckt werden. Nach Süden treten die Phyllite und Quarzite zurück. Im Raum von Felício dos Santos sind Amphibolite vorherrschend.

Im Nordwesten des Kartiergebietes folgt auf die Gneise eine siltitische bis quarzitische Abfolge, die an der Basis in Wechsellagerung mit geringmächtigen Lagen (ca. 2 m) von Amphiboliten steht. Im Hangenden dieser Abfolge treten die Amphibolite zugunsten von Glimmerschiefer und Serizitphylliten zurück. Die Gesamtmächtigkeit dürfte mehr als 300 m umfassen.

Im Nordosten treten die Serizitschiefer und die Quarzite zurück, statt deren beherrscht eine mehr als 200 m mächtige Grünschieferabfolge das Bild, deren Basis Quarzite bilden. Im Hangenden gehen diese Grünschiefer in eine Wechsellagerung von Quarziten mit Grünschiefern und Glimmerschiefern über. Die Mächtigkeit kann nicht abgeschätzt werden, da sich der Sedimentverband in der Chapade verliert. Die Glimmerschiefer und Grünschiefer führen häufig Mangan und/oder Graphit. Die Anreicherung

findet in schichtparallelen linsenartigen Konkretionen statt. Einzelne Lagen können auch als Graphitschiefer ausgebildet sein. Lokal tritt auch Quarzit als Mangan-Träger auf.

Die Metasedimente sind teilweise isoklinal verfaltet, wobei die phyllitischen Partien eine Crenulation (Internfältelung) zeigen können. Auf engstem Raum stehen stark verfaltete und tektonisch ungestörte Bereiche dicht nebeneinander.

Im folgenden werden einzelne, verwitterungsresistentere Schichten der Cristo Rei-Abfolge beschrieben. Obwohl die Siltite und Grünschiefer-Amphibolite den Charakter dieser Abfolge bestimmen, können sie aufgrund des hohen Verwitterungsgrades nicht eingehender diskutiert werden.

4.2.1 Biotitgneise

Mineralinhalt: Amphibol	Quarz	Titanit
Plagioklas	Epidot/Klinozoisit	Graphit
Biotit	Chlorit	

Bei dem Ausgangsgestein der Biotitgneise handelt es sich um eine heterogen zusammengesetzte grauackon-ähnliche Sedimentserie, die im zentralen Bereich des Kartiergebietes das Hangende der Migmatite bildet. Die einzelnen Gneislagen erreichen nur geringe Mächtigkeiten, die im Bereich von wenigen Dezimetern bis Metern liegen. Die Gesamtmächtigkeit umfaßt mehrere 100 m. Im Schichtverband mit den Biotitgneisen liegen Phyllite, Glimmerschiefer, amphibolführende Schiefer bis Grünschiefer-Amphibolite und Quarzite. Eine Durchaderung des Gesteins mit granitoiden bis pegmatoiden Injektionen ist häufig. Die Biotitgneise sind auch als mächtige Schuppen im Granit von Senador Modestino Goncalves eingeschlossen. Der Metamorphosegrad liegt bei P-T-Bedingungen der unteren Amphibolit-Fazies. In der späteren Metamorphose des Brasiliano-Zyklus sind die Biotitgneise retrograd überformt worden.

Die Biotite sind hypidiomorph und feinschuppig ausgebildet. In einigen Aufschlüssen durchsetzt eine jüngere Generation mit knotenartigem Wachstum die Schieferungsflächen. Nach SPRY (1979) kann dieses Wachstum auf die Wärmeeinwirkung in einer Kontaktzone zurückgeführt werden, als Übergang zur Hornfelsstruktur. Die grünen Amphibole bilden Nadeln von ca. 0.2 mm Länge und besitzen idiomorphe und z.T. spießige Ausbildung. Gelegentlich treten auch größere Amphibol-Nadeln auf, die quer zur Schieferung gewachsen sind. Die Amphibole zeigen Verdrängungserscheinungen durch Biotit und retrograde Umwandlungen zu Chlorit und Epidot/Klinozoisit. Die größeren Quarzkörner sind deutlich abgeplattet; sie liegen in der Schieferungsfläche und sind undulös auslöschend. Die Zwischfüllung bildet feinkristalliner Quarz mit polygonalen, granoblastischen und äquigranularen Körnern. Die Plagioklase sind xenomorph gewachsen; sie sind unverzwilngt oder nach dem Albit-Gesetz verzwillngt. Die Größenverteilung der Plagioklaskörner entspricht derjenigen des Quarzes, sowohl in der feinkörnigen Grundmasse als auch in der "Blasten-Bildung". Die Plagioklase sind serizitisiert; sie führen Einschlüsse von Quarz. Die Saussuritisierung ist nur gering. Die xenomorphen bis hypidiomorphen Titanite liegen in der Schieferung.

4.2.2 Ultrabasite

Das Vorkommen der Talkschiefer ist auf den Oberlauf des Rib. Santana im Westen von Felicio dos Santos beschränkt. Sie treten im konkordanten Schichtverband mit den Gneisen und Quarziten als dünne Lagen auf, die sich in mehrfachem Wechsel wiederholen. Die Mächtigkeit dieser Talkschieferlagen liegt im Bereich von etwa 2 cm. Ihre Farbe variiert von grau nach blaugrau und grau-grün. Die Schieferungsflächen zeigen eine kräftige "Crenulation". Die Übergänge ins Hangende und Liegende sind scharf.

Bei dem Ausgangsgestein der Talkschiefer handelt es sich vermutlich um synsedimentäre Ergüsse ultrabasischer Laven.

4.2.3 Amphibolite

Mineralbestand: Amphibol	Biotit, braun	Epidot/Klinozoisit
	Plagioklas	Chlorit
	Quarz	Apatit
		Titanit

Die Amphibolite stehen im Hangenden der Migmatite großflächig im Raum südlich von Felicio dos Santos im Südwesten und in der Gegend bei der Faz. do Mota im Nordosten des Arbeitsgebietes an. Gelegentlich sind sie auch im Verband der Übergangsschichten der Serra Negra-Abfolge aufgeschlossen.

Die Amphibolite zeigen einen sehr inhomogenen Aufbau mit quarzitisches Zwischenlagen. Übergänge zu Quarz-Amphiboliten, Quarz-Epidot-Amphiboliten und Epidotfelsen sind häufig. Sie sind fein- bis mittelkörnig, ihre Farbe ist schwarzgrün. Die Schieferungsintensität reicht von deutlich geschiefert, teilweise mit Ausbildung von Knickfalten bis zu vollkommen ungeschieferten Amphiboliten mit granoblastischem Gefüge. Isoklinalfalten, die im Bereich mit stark variierender Zusammensetzung deutlich hervortreten, sind häufig.

Die Amphibole zeigen einen schwachen Pleochroismus von dunkelgrün nach hellgrün. Ihre Form ist hypidiomorph bis idiomorph; sie sind poikiloblastisch gewachsen. Die Amphibole bilden mit ca. 80-90 % ein nahezu monomineralisches Gestein. Die Biotite haben eine glatte Oberfläche, zeigen einen kräftigen Pleochroismus von hell- nach dunkelbraun und bilden Pseudomorphosen nach Amphibol. Die Plagioklase bilden zusammen mit Quarz die polygonale Zwickelfüllung. Sie können von Quarz nur durch den schwachen Zonarbau unterschieden werden. Titanit ist in der Bewegungsbahn ausgewalzt oder tritt in größeren, unregelmäßig begrenzten Fladen auf.

Neben den großflächig anstehenden lagigen Amphiboliten sind auch Amphibolite aufgeschlossen, deren Vorkommen an schlotähnliche Stöcke gebunden ist, welche die Lagenmigmatite durchdringen. Das Gefüge dieser Amphibolite ist sperrig; sie zeigen den gleichen Mineralinhalt wie die obengenannten Amphibolite. Ob genetische Zusammenhänge zwischen den großflächig anstehenden Amphiboliten und den in Schloten auftretenden Amphiboliten bestehen, konnte nicht eindeutig geklärt werden.

Nach MOINE & de la ROCHE (1968) handelt es sich um Orthoamphibolite (Abb. 23), die nach de la ROCHE et al. (1980) tholeiitische Zusammensetzung besitzen (Abb. 24). Sie können als submarin ausgeflossene Basalte der Schwellenzone der Espinhaco-Geosynklinale interpretiert werden. Bei den stockförmig auftretenden Amphiboliten handelt es sich möglicherweise um deren Zufuhrkanäle.

Lateral gehen die Orthoamphibolite in Grünschiefer-Amphibolite über, deren Charakter sehr stark durch sandige Zwischenlagen geprägt ist. Diese Grünschiefer-Amphibolite finden eine größere Verbreitung im Raum von Sao Jose da Cachoeira und im Nordosten des Kartiergebietes. Die quarzarmen Lagen sind dunkelgrün, mit dichtverfilztem, makroskopisch erkennbarem Amphibol. Die Zwickelfüllungen bilden Quarz und Feldspat. Das Gestein ist feinkörnig und leicht geschiefert; in der näheren Umgebung zum Granit ist eine Schubklüftung ausgebildet. Die Kluftflächen sind mit Epidot-Beschlägen überzogen. Der etwas erhöhte Titangehalt und die Führung von reichlich Mangan läßt auf ein magmatogenes Edukt schließen. Da die Grünschiefer-Amphibolite sich einerseits mit Metasedimenten und andererseits mit den basischen Vulkaniten verzahnen, kann ein synsedimentärer Vulkanismus vorausgesetzt werden. Diese synsedimentären Basite werden als Randbereiche der submarinen Basaltergüsse interpretiert.

4.2.4 Epidotfelse

Mineralinhalt:	Epidot/Klinozoisit	Titanit
	Plagioklas	Chlorit
	Amphibol	Quarz

Die Epidotfelse haben eine geringe Verbreitung im Raum südlich von Felicio dos Santos. Sie verzahnen sich mit den Orthoamphiboliten. Ihre Mächtigkeit konnte wegen der Lateritbedeckung nicht abgeschätzt werden.

Sie sind feinkörnig, weiß, braungefleckt und ungeschiefert. Sie treten im konkordanten Schichtverband mit Quarziten und Orthoamphiboliten auf (vgl. 4.2.3). Im Dünnschliff zeigen sie ein granoblastisches Gefüge, das zu ca. 40 % aus Epidot/Klinozoisit besteht. Der Rest des Gewebes wird durch Quarz, Plagioklas und Amphibol aufgebaut. Die Amphibole sind teilweise schwach chloritisiert. Untergeordnet treten dünne Titanitschnüre auf. Die Epidote sind hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet, mit Pseudomorphosen nach Amphibol. Ein Zonarbau ist zu beobachten. Auf den Spaltflächen ist eine Titanit-Absonderung zu sehen.

Die Verzahnung bzw. die Nachbarschaft der Epidotfelse zu den beiden Amphibolittypen ist ein weiterer Hinweis auf die enge Verknüpfung von submarinem Vulkanismus und Sedimentation in der Espinhaco-Geosynklinale. Ob die ultrabasischen, synsedimentären Laven (Talkschiefer) in den höheren quarzitischen Einheiten der Cristo Rei-Abfolge in einem genetischen Zusammenhang zu den Amphiboliten stehen, konnte nicht geklärt werden.

4.2.5 Serizitphyllite

Mineralinhalt:	Hellglimmer	Erzminerale-Hämatit
	Quarz	
	Plagioklas	

Die Serizitphyllite stehen im Norden und im Westen des Granits an. Sie lagern im konkordanten Schichtverband. Nach Süden, gegen die Serra Negra, verzahnen sich die Serizitphyllite mit den amphibolführenden Schieferen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen liegt im dm- bis m- Bereich. Nach Norden nimmt die Mächtigkeit auf mehrere 10er Meter rasch zu. Die Hauptverbreitung innerhalb des Untersuchungsgebietes liegt im Nordwesten in der Gegend der Faz. dos Gomes am Rio Preto. Im Hangenden folgen gelblich verwitternde, mürbe, feinkörnige Quarzite, die mit dünnen Lagen von Glimmerschiefern wechsellagern.

Bei den Serizitphylliten handelt es sich um ein silbrig glänzendes Gestein mit Farbvariationen von bleigrau über anthrazit nach grünlichgrau mit beige Verwitterungsfarben. Die Struktur des Gesteins ist durch flach gewellte Schieferungsflächen charakterisiert, die häufig durch eine Schubklüftung geschnitten wird und sich durch eine Runzelung der Schieferungsfläche bemerkbar macht. Kleinere Aufschiebungen und intensiverer Faltenbau sind nicht selten.

Im Dünnschliffbereich ist ein lagiger Aufbau der Serizitphyllite mit gradierter Schichtung zu beobachten, mit gröberen serizitführenden Quarzlagen an der Basis, Quarz-Chlorit-Serizit-Lagen und reinen Muskovit-Lagen im Hangenden, mit Mächtigkeiten die im Millimeter-Bereich liegen. Im Handstückbereich wiederholt sich diese rhythmische Ausbildung mehrfach. Die Lagen sind häufig mit Hämatit durchstäubt. Lagenweise sind auch größere Erzminerale (Hämatit?) angereichert.

In den reinen Hellglimmer-Lagen treten gelegentlich auch xenoblastische Plagioklaskörner auf mit Korndurchmessern von ca. 0.1 bis 0.2 mm. Ein syntektonisches Wachstum wird durch rotierte Einschlußwirbel belegt. Linsenartig ausgewalzte Pseudomorphosen von Serizit nach einer zerscherten nicht bestimmbar Mineralphase sind vorhanden. Die Erzminerale sind ebenfalls syntektonisch gewachsen.

Möglicherweise entsprechen die Serizitphyllite den Hämatitphylliten, die GORLT (1972) am Westrand des Kartiergebietes beschrieben hat. Er geht nicht näher auf ihre Verbreitung ein. Als Edukt fordert er tuffitisches Material. HETTICH (1973) beschreibt Serizit-Phyllite im Hangenden des Granit von Senador Modestino Goncalves. Er stellt diese Sedimente in die Macaubas Gruppe.

SCHORSCHER (1976) beschreibt aus dem Raum von Itabira Hämatitphyllite als Serizit/Hellglimmer Schiefer, die mit feinstkörnigem Hämatit durchstäubt, gestreift und gefleckt sind. Teilweise sind sie quarzführend. Sie liegen im Schichtverband von schiefrig phyllitischen Gesteinen, die zur Caraca- und der Piracicaba-Abfolge gehören.

Aus der Serra do Espinhaco beschreiben HOPPE (1978) und SCHÖLL (1980) Hämatitphyllite als konkordante Einlagerungen in den basalen Abfolgen der Espinhaco-Supergruppe, wo sie in enger räumlicher Verknüpfung mit den

Itabiriten vorkommen. Die Hämatitphyllite sollen auf Zonen tektonischer Unruhe beschränkt sein. Die Hämatitphyllite sind dunkelgrau bis bleigrau, homogen und stehen in Wechsellagerung mit Phylliten, die sich aus Hellglimmer zusammensetzen. Oft können protomylonitische Strukturen beobachtet werden. PATERNOSTER (1979) findet die Hämatitphyllite in Wechsellagerung mit den Konglomeraten der Sopa Brumadinho Formation und am Ostrand der Bändererze. Die Genese dieser Gesteine führt er aufgrund des hohen Titangehaltes in Anlehnung an RENGGER (1970) auf tuffitisches Material zurück (cf. CORRENS 1932).

Da Pegmatitapophysen und Granitinjektionen den Sedimentverband durchdringen, muß für die Serizitphyllite ein höheres Alter angenommen werden, wie von HETTICH (1973) veranschlagt worden ist. Der Sedimentverband mit der Cristo Rei-Abfolge ist eindeutig. Somit sind die Serizitphyllite als Schichtglied der Espinhaco-Supergruppe zu deuten.

Für ihre Genese wird hier allerdings kein magmatogenes Ausgangsmaterial angenommen. Aufgrund der hier beobachteten Sedimentstrukturen handelt es sich wahrscheinlich um kaolinreiche Sedimente, die in einem Stillwasserbereich rhythmisch sedimentiert worden sind. Kaolinreiche, eisenführende Sedimente werden aus Liefergebieten mit granitischen bis pegmatitischen Gesteinen geschüttet, die entweder unter tropischen Verwitterungsbedingungen mit Lateritbildung oder unter dem Einfluß einer starken Fumarolentätigkeit stehen.

4.2.6 Queluzit

Anfang dieses Jahrhunderts entstanden einige Arbeiten über die Vorkommen und die Genese der Manganerze im Süden von Minas Gerais. Unter diesen Arbeiten sind die Veröffentlichungen von DERBY (1900, 1901, 1906), SCOTT (1902), HUSSAK (1905, 1906), SINGEWALD-MILLER (1917) und GUIMARAES (1929) zu nennen (alle Arbeiten cit. in FREYBERG, 1934). Es werden drei Lagerstätten-Typen beschrieben: Die Lagerstätten vom Typus Miguel-Burnier, vom Typus Queluz und Oxidationslagerstätten. DERBY (1901) führte für die manganführenden Metamorphite der Lagerstätte von Queluz den Namen Queluzit ein.

FREYBERG (1934) gibt eine Übersetzung der von DERBY (1901) eingeführten Definition: "Das Erz ist das Oxidationsprodukt des mit Amphibolmineralien durchsetzten Mangangranatfelses, für den der Name Queluzit eingeführt wird. Es ist mit zersetzten Schiefern verknüpft, die offenbar ursprünglich magmatische Amphibolgesteine waren. Der Queluzit ist eine magmatische Ausscheidung. Der Graphit ist nachträglich zugeführt und findet sich unabhängig vom Erz auch im benachbarten Granit. In der Nähe des Erzkörpers fanden sich nirgends klastische Gesteine."

FERMOR (1909) definierte für die indischen Manganerzvorkommen den Begriff Gondit, der von LEINZ (1939) auch für die brasilianischen manganführenden Gesteine im Parana-Becken übernommen wurde. In jüngerer Zeit erschien eine Arbeit über die Manganvorkommen auf dem Guiana-Schild, in der HOLTROP (1965) eine Möglichkeit der Klassifikation der Queluzite, Gondite und Maripaite anbietet, die sich auf den Anteil der Granat-, Amphibol- und Quarzkomponente des unverwitterten Muttergesteins bezieht. Aus Indien beschreibt ROY (1965) metamorphe Manganerzlagerstätten und stellt eine weitere Möglichkeit der Nomenklatur der Kodurite und Gondite vor.

CANDIA & GIRARDI (1979) weisen auf den Mißstand der doppelten Namengebung der manganführenden Gesteine hin und fordern, den erstgeprägten Begriff Queluzit beizubehalten. Sie beschreiben die Queluzite als "silico carbonatic protore", das sich im wesentlichen aus Rhodochrosit, Spessartin und Tephroit zusammensetzt. Diese Erze aus dem Distrikt von Lafaiete (MG) sind eingelagert in den Verband von Amphibolschiefern, Amphiboliten, Granatschiefern und Amphibol-Granat Schiefer. Es handelt sich um polymetamorphe Schiefer. In Übereinstimmung mit der von DERBY (1901) gegebenen Definition wird für die manganführenden Gesteine von Capim Gordura der Namen Queluzit übernommen.

Die Queluzite stehen in größeren Vorkommen im zentralen Bereich des Kartiergebietes bei Capim Gordura, östlich von Senador Modestino Goncalves, und im Osten des Kartiergebietes auf der Chapade von Faz. Buriti an. Kleinere Manganvorkommen sind im Kartiergebiet weit verbreitet, vorwiegend in der Cristo Rei-Abfolge, in geringerer Verbreitung auch in der Serra Negra-Abfolge.

Die Mangan-Führung ist an Schiefer, Grünschiefer-Amphibolite und granatführende Quarzite gebunden. Die manganführenden Horizonte liegen als Linsen im Schichtverband. Die Manganträger sind Granat und Amphibol. In einem Aufschluß westlich der Faz. Ingazinho bildet ein Manganerz die Matrix, in welcher gerundete Quarzkörner schwimmen. Lokal sind die manganführenden Gesteine graphitführend. Sie verzahnen sich mit Biotitgneisen nach Osten; nach Norden und Westen gehen sie in Quarzite und Siltite über.

Durch Verwitterungsvorgänge unter den wechselfeuchten, warmen Klimabedingungen und durch die tiefe Absenkung des Grundwasserspiegels findet bevorzugt auf den Hochflächen eine oberflächennahe Erzkonzentration statt. Auf der Chapade von Capim Gordura hat sich über den Queluziten eine mehr als 16 m mächtige Mangancanga gebildet, in welcher das Mangan in einer abbauwürdigen Konzentration vorliegt, mit einem vorläufig geschätzten Vorrat von 400.000 bis 500.000 t. Die Lagerstätte entspricht in ihrer Ausbildung der von Morro da Mina (mdl. Mittl. des prospektierenden Geologen der ACESITA). Es handelt sich um ein Reicherz mit etwa 48 % Mangan (Analyse: ACESITA, Belo Horizonte, MG, 1979). Die Canga besitzt keine einheitliche Ausbildung, es überwiegen eine oolithische Form mit konzentrischen Kugeln von einigen Millimetern Durchmesser und eine Form, in der die Manganoxide lagig bis schlierig verteilt sind. Die angewitterte Canga ist tiefschwarz, frisch angeschnitten zeigen die Schnittflächen einen silbrig-schwarzen metallischen Glanz.

Hinsichtlich der Genese der Queluzite des Distriktes von Lafaiete (MG) werden sowohl die magmatische als auch die sedimentäre Entstehung diskutiert (LEINZ 1939, EBERT 1963, ROY 1965). Aufgrund des Verbandes mit Paragneisen, Quarziten, Grünschiefer-Amphiboliten und Orthoamphiboliten wird für die Bildung der Queluzite von Capim Gordura ein synsedimentärer Vulkanismus gefordert, wobei durch submarine magmatische Aktivität im Schwellenbereich der Espinhaco-Geosynklinale Mangan ins Meerwasser abgegeben worden ist. Durch episodische Ausfällungen von Mangan findet im Sedimentverband eine Anreicherung statt. Wie die Mangananreicherungen im Kontaktbereich zum Granit von Senador Modestino Goncalves, zu seiner pegmatitischen bis hydrothermalen Ganggefolgschaft und zu den basischen Gängen zeigen, hat infolge der thermischen Einwirkung auf die Sedimente

eine Mobilisation des Mangans stattgefunden, die zu einer weiteren Konzentration in der Kontaktaureole geführt hat. Infolge der jüngsten Verwitterungsvorgänge ist das Mangan als Erz in der Oxidationszone über dem Muttergestein als Canga angereichert worden.

Lithostratigraphische Leithorizonte sind innerhalb der Schichtglieder der Metasedimente nur bedingt vorhanden. So können möglicherweise die Serziphyllite mit den Hämatitphylliten der mittleren Serra do Espinhaco (HOPPE 1978) oder den Serizitphylliten der Itacambirucu-Formation (KARFUNKEL & KARFUNKEL 1977) korreliert werden. In beiden Fällen handelt es sich um basale Einheiten der Espinhaco-Supergruppe.

4.3 Jüngstes Präkambrium

Die von HETTICH (1973, 1975, 1977) beschriebenen Metasedimente der Macaubas-Gruppe konnten im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden. Durch Detailuntersuchungen konnte nachgewiesen werden, daß es sich bei den entsprechenden Siltiten, Schiefern und Gneisen um Schichtglieder der basalen Einheit der Espinhaco-Supergruppe handelt, die hier als Cristo Rei-Abfolge zusammengefaßt sind. Von dieser stratigraphischen Revision unberührt bleibt die Stellung der glazigenen Sedimente (Tillite) der Macaubas-Gruppe, die nördlich des Arbeitsgebietes am Jequitinhonha anstehen.

5 GRANIT VON SENADOR MODESTINO GONCALVES

5.1 Geologie des Granits von Senador Modestino Goncalves

Der Granit von Senador Modestino Goncalves steht im Zentrum des Kartiergebietes an. Er erstreckt sich östlich der gleichnamigen Ortschaft bis in den Bereich der Fazenden Faz. da Gloria, Faz. do Broto, Faz. Barreira und nach Süden in den Raum Felicio dos Santos und Sao Jose da Cachoeira. Die Granitaufschlüsse bedecken eine annähernd runde bis ovale Fläche mit einer Nord-Süd Erstreckung von etwa 24 km und einer Ost-West Erstreckung von etwa 27 km. Auf den Luftbildern ist deutlich eine weitere rundliche Struktur zu erkennen, deren Durchmesser etwa 35 km beträgt. In ihr zeichnet sich die Anschleppung der Schieferungsflächen des Nebengesteins um den Granitpluton ab. Nach Norden, Westen und Osten taucht der Granit unter die Metasedimente der Cristo Rei-Abfolge ab. Im Süden wird der Granitkomplex durch eine Störungszone abgeschnitten, die von Felicio dos Santos über Sao Jose da Cachoeira nach Nordosten geradlinig in den Raum von Itamarandiba streicht.

Der Granit ist als Batholith in die Metasedimente der Espinhaco-Supergruppe intrudiert und ist von einer pegmatoiden bis hydrothermalen Ganggefolgschaft begleitet worden. Durch die Intrusion ist die regionale Streichrichtung der Schieferungsflächen der Metasedimente in ein umlaufendes Streichen um den Granit abgelenkt worden, wobei die Schieferungsflächen vom Granit wegfallen.

Vorwiegend an den Chapadenrändern sind in den frühproterozoischen Metasedimenten zahlreiche feinverästelte Granit- und Pegmatitapophysen aufgeschlossen, wobei in massigem Nebengestein glatte Intrusionskontakte ausgebildet worden sind, während geschieferte Gesteine von der Schmelze meist konkordant durchdrungen werden und stark ausgebuchtete Begrenzungen zeigen. Dabei sind die Schieferungsflächen des Nebengesteins durch das aufsteigende Magma geringfügig angeschleppt worden. Im Verband des Basements sind Agmatite und Diatexite entstanden.

Die Pegmatitapophysen und die Durchdringung des Nebengesteins mit granitoiden Injektionen im Hangenden des Granits zeigen, daß der Dachbereich des Plutons aufgeschlossen ist. Dennoch können keinerlei Übergänge zu äquivalenten Effusivgesteinen beobachtet werden; auch fehlt die Bildung von Miarolen als Hinweis auf Entgasungserscheinungen an der Intrusionsfront. Die beiden Umstände gelten als Kriterium für ein Intrusionsniveau in tieferen Stockwerken. Gänge der pegmatitischen und hydrothermalen Gefolgschaft, die den Granit durchschlagen, sind bis auf wenige Ausnahmen nicht zu beobachten.

In den Übergangszonen der Granite zu den Migmatiten führen die granitoiden Gesteine angerundete Einschlüsse von Nebengestein und Blöcke von Melagraniten. Die Größe und Anzahl der Xenolithe nimmt zu den Zentren der Granitbildung hin ab. Sie reicht von wenigen Kubikzentimetern bis zu einigen 10er Kubikmetern. Bei den Xenolithen handelt es sich um Biotitgneise, die auch im Hangenden der Migmatite und der Granite gefunden werden, und um Granodiorite. Die Kontakte zwischen Xenolithen und Graniten sind bis in den mikroskopischen Bereich scharf ausgebildet.

Die Xenolithe sind meist perlschnurartig aneinander gereiht und zeichnen

durch ihre Orientierung die Fließbewegungen der granitischen Matrix nach. Eine Einregelung der Glimmer verläuft in den entsprechenden Aufschlüssen parallel. In einem Aufschluß wurde z. B. die Orientierung der Biotite mit einer Streichrichtung von ca. 40 Grad und die Orientierung der Xenolithe mit einer Streichrichtung von ca. 50 Grad gemessen.

Die thermischen Auswirkungen der intrudierenden Granitschmelze auf das Nebengestein sind unbedeutend. In unmittelbarer Nähe zum Kontakt sind in glimmerreichen Quarziten und Schiefern Cordierit und Plagioklas (Albit) blastisch gewachsen. Im Kontaktsaum der Pegmatite zu den Schiefern haben sich beträchtliche Mengen an Columbit abgesondert. Inwieweit die Kontaktmetamorphose zur Bildung der Manganerze beigetragen hat, konnte nicht geklärt werden.

Die Granitbildung und die Granitintrusionen sind in mehreren Schüben erfolgt, wie die drei sich durchdringenden Granite bei Faz. do Broto zeigen. Nach der granitischen Hauptphase sind noch einige Aplite in Form von schmalen Gängen (5-20 cm) intrudiert. Die Intrusionsart und Intrusionsform in der Espinhaco-Geosynklinalen und die flächenhaft weite Ausdehnung des Granits (mehr als 100 Quadratkilometer) entspricht Granitbatholithen, wie sie in Kernzonen von Eugeosynklinalen auftreten, aber auch in den Bereich der Miogeosynklinale hineinreichen können (TURNER & VERHOOGEN 1960).

5.2 Petrographie des Granits von Senador Modestino Goncalves

Entsprechend den Bildungsbedingungen als Batholith, zeigt der Pluton einen sehr inhomogenen Aufbau und eine heterogene geochemische Zusammensetzung (Tabellen im Anhang). Eine Zonierung des Granitkörpers konnte nicht festgestellt werden. Das petrographische Spektrum umfaßt den Bereich von Granodioriten, Graniten und Alkaligraniten (Abb. 11). Es überwiegen leukokrate Zweiglimmergranite. Biotitgranite und Amphibolgranite haben eine geringe Verbreitung; dunkle Granitschlieren sind selten. Auch der Korngrößenbereich ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Grobkörnige Schlieren durchziehen feinkörnige Gesteinspartien; vorherrschend sind jedoch mittelkörnige Granite.

Der Granit ist in den inneren, homophan ausgebildeten Kerngebieten ungeschiefert. Lokal zeichnen durch Einregelung die (010)-Flächen von Kalifeldspatblasten wie auch in den Randbereichen des Plutons die Biotite die interne Fließbewegungen des Magmas nach. Die (010)-Flächen der Kalifeldspäte zeigen eine Orientierung, die mehr oder weniger parallel zu den äußeren bogenförmigen Graniträndern ausgerichtet ist. Sie fallen mit 60 bis 90 Grad nach außen ein (Abb. 10). In der Nachbarschaft zu größeren Störungszonen tritt eine deutliche Schieferung parallel zum Streichen der Störungszone hervor.

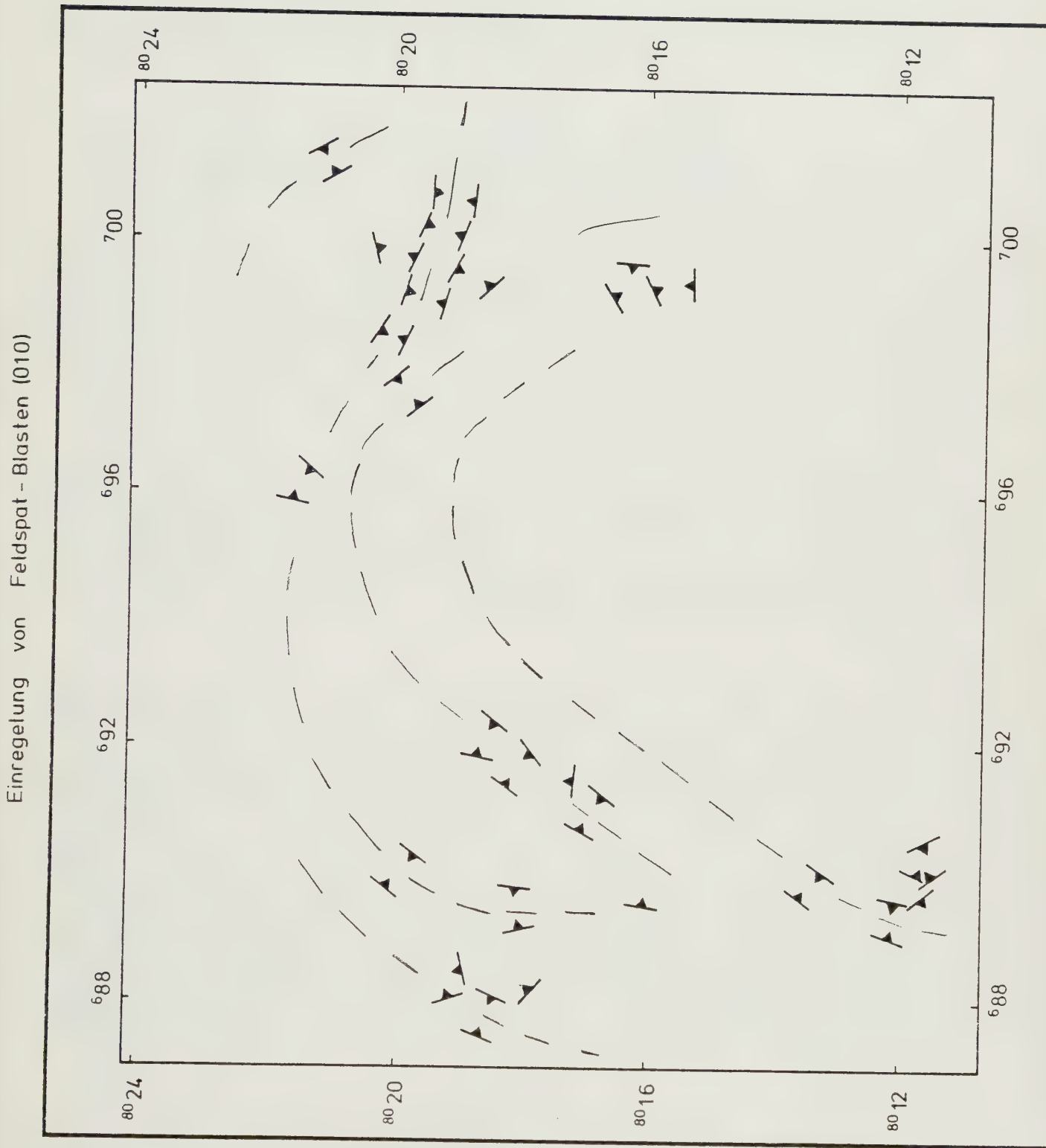


Abb. 10

Einregelung der (010)-Flächen von Kalifeldspatblasten, als Nachzeichnung des Fließgefüges der granitischen Schmelze, Mittel aus 766 Messungen

5.2.1 Zweiglimmergranit

Im folgenden wird der Zweiglimmergranit von Senador Modestino Goncalves als Normalgranit vorgestellt. Angegliedert ist die Besprechung wichtiger Varietäten.

Mineralinhalt:	Quarz	Granat	Titanit
	Mikroclin	Orthit	Erz
	Plagioklas	Epidot/Klinozoisit	Apatit
	Muskovit	Serizit	Zirkon
	Biotit	Chlorit	Sillimanit

Der Zweiglimmergranit von Senador Modestino Goncalves ist ungeschiefert, mittelkörnig und weiß. Das Gefüge besteht aus einem fein- bis mittelkörnigen Gewebe aus Quarz, Mikroclin, Plagioklas, Muskovit und Biotit. An Nebenbestandteilen treten Apatit, Zirkon, Orthit, Titanit und opake Mineralien (Erz) auf. Im Grundgewebe überwiegen xenomorphe bis hypidionomorphe Formen.

Quarz

Quarz füllt als Spätkristallinat den intergranularen Zwischenraum. Die Quarzkörner sind undulös auslöschend und zeigen häufig eine anomale Zweiachsigkeit als Reaktion auf eine spät- bis postgenetische tektonische Beanspruchung des Granits. Gelegentlich finden sich tropfenförmige bzw. dihexaedrische Quarzeinschlüsse in Kalifeldspäten als Relikte einer prägranitischen hochtemperierten Phase.

Kalifeldspat

Unter den Kalifeldspäten dominiert Mikroclin; Orthoklas ist nur vereinzelt gebildet worden. Die Kalifeldspäte sind alle perthitisch entmisch, wobei Film- und Spindelperthite überwiegen. Selten sind auch Flammenperthite ausgebildet. Die Kalifeldspäte sind poikilitisch bis poikiloblastisch gewachsen mit verschiedenen Einschlüssen, unter welchen die Quarz- und Plagioklas-Einschlüsse überwiegen. An weiteren Einschlüssen sind Myrmekit, Granat, Mikroclin, Quarz mit Pseudomorphosen nach Hochquarz und Muskovit vertreten. Die Blasten sind hypidionomorph ausgebildet mit Kristallen von 2-5 cm Kantenlänge. Die Kalifeldspat-Blasten sind, wie schon oben erwähnt, durch Fließbewegungen des noch nicht konsolidierten Granitplutons eingeregelt worden. Blasten mit unregelmäßig geformten Kristallbrüchen sind mit einem Gewebe aus Mikroclin und Muskovit oder mit Quarz verheilt. Einige Kalifeldspäte sind optisch positiv. Häufig besitzen sie eine undulöse Auslöschung. Wie bei den Quarzkörnern wird für die optische Anomalie eine starke tektonische Beanspruchung verantwortlich gemacht.

Plagioklas

Die Plagioklase sind xenoblastisch gewachsen; sie sind überwiegend polysynthetisch verzwillingt, mit Zwillingsbildungen nach dem Albit-Gesetz, das häufig von Zwillingsbildungen nach dem Periklin-Gesetz und nach dem Karlsbad-Gesetz ergänzt wird. Die Ausbildung von feinelaminierten polysynthetischen Zwillingen entspricht hochtemperierten Bildungsbedingungen

aus einer granitischen Schmelze. Auf die postgenetische Tektonik haben die Plagioklase durch Torsion und Zerbrechen reagiert. Die Brüche sind mit einem Gewebe aus der Grundmasse verfüllt worden. Die postmagmatisch gebildeten Tiefalbite sind unverzwilligt. Die Xenoblasten zeigen einen Zonarbau mit idiomorphen Kernen, der teilweise auch invers ausgebildet sein kann, wobei auf einen An-reicheren Kern eine Ab-reichere Zone folgt, die wieder von einem An-reicheren Mantel umgeben ist. Diese äußere Randzone ist wie der Kern stark saussuritisiert.

Die Plagioklasblasten sind teilweise mit Einschlüssen gefüllt, insbesondere mit Mikroklin, Plagioklas, Quarz und Glimmer. Es ist auch beobachtet worden, daß die Plagioklase einen skelettartig gewachsenen Mikroklin umhüllen. Die An-Komponente der Plagioklase trägt durch retrograde Umwandlung zur Epidot/Klinozoisit Bildung bei. Unverzwilligte Plagioklase sind stark serizitisiert.

Wie bei den Kalifeldspäten und den Quarzen kann auch bei den Plagioklasen eine undulöse Auslöschung beobachtet werden. Unter ihnen gibt es auch solche mit optisch positivem Charakter. Nach TRÖGER (1969) handelt es sich dabei um reinen Albit. Die Blasten sind als "Peristerite" ausgebildet, wobei der optisch positive Plagioklas (Albit) den Wirt bildet und mit "negativen" Entmischungslamellen (Oligoklas) durchzogen ist. Der optisch positive Plagioklas ist nach dem Albitgesetz sehr fein verzwilligt und nicht durch Einschlüsse getrübt; der optisch negative Plagioklas ist dagegen durch bräunliche Einlagerungen leicht getrübt. Die Albit-Blasten (Peristerite) finden ihre Genese in Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphiten, möglicherweise verbunden mit einer Natrium-Mobilisation. Da sie überwiegend auf der tektonisch stärker beanspruchten Ost-Flanke des Granits von Senador Modestino Goncalves auftreten, ist ihre Genese im Zusammenhang mit der Überschiebung während des Brasiliano-Zyklus zu sehen.

Hellglimmer

Es treten zwei Hellglimmer-Generationen auf, syngenetische Muskovite und spät- bis postgenetische Serizitschuppen. Die syngenetischen Muskovite stehen als hypidiomorphe großschuppige Kristalle in Paragenese mit Kalifeldspat.

Biotit

Die Biotite zeigen alle einen ausgeprägten Pleochroismus. Ihre Farbe reicht von braunen bis zu olivgrünen Farbtönen. Sie sind teilweise chloritisiert, der weitaus größere Teil zeigt retrograde Umwandlungen nach Epidot/Klinozoisit, wobei die Saussuritisierung an den (001)-Flächen der Biotite angreift. Außerdem zeigen sie teilweise eine deutliche Sagenitentmischung. In den biotitreicheren Zonen sind Titanit und Orthit häufiger vertreten.

Orthit

Die Orthite haben idiomorphe Formen mit variierender Korngröße, gelegentlich ist statt einer Titanitkorona um die Orthite ein Saum von Epidot/Klinozoisit ausgebildet. Eine Zonierung ist bei manchen Orthitblasten deutlich zu erkennen. Es wurde ebenfalls ein zonarer Aufbau mit

nicht metamiktem Epidot/Klinozoisit als Kern und metamiktem Orthit als Rand beobachtet. Die Orthite wurden spät- bis postmagmatisch gebildet, wie Sprengrisse in Quarzkörnern um die Orthite und die posttektonische Blastese in Mylonitzonen zeigen.

In einer retrograd wirkenden Metamorphose sind Biotit und Plagioklas in Chlorit bzw. Epidot/Klinozoisit und Tiefalbit umgewandelt worden. Das Vorkommen von Sphen ist gewöhnlich an die Anwesenheit von Orthit geknüpft. Neben einer Titanitneubildung um die Orthite konnte auch eine Titanitbildung im Zusammenhang mit einer retrograden Biotitumbildung beobachtet werden. Die Titanite sind idiomorph ausgebildet. Granat bildet xenomorphe Kristalle, sie sind zerbrochen und angeätzt. Sie werden als prägranitische metamorphe Bildungen gedeutet. In Verbindung mit Pseudomorphosen von Quarz nach Hochquarz und mit Reliktgefügen von Quarz, Plagioklas und Mikroklin als Einschlüsse in Mikroklinperthiten sprechen diese Mineralparagenesen für ein höher metamorphes Ausgangsgestein (Bändergneise und Anatexite des archaischen Basements). Die Zirkone bilden idiomorphe Kristalle, die häufig einen dunklen abgerundeten Kern zeigen. Sie sind meistens in Biotit eingeschlossen und erzeugen in ihrem Wirtskristall durch radioaktive Strahlung einen dunklen Hof. Apatit ist in Form von idiomorphen gedrungenen Säulen oder von feinen Nadeln ausgebildet. Sillimanit tritt in Form von feinfaserigen Büscheln als Einschluß vorwiegend in Plagioklas auf.

5.2.2 Amphibolgranit

Die Amphibolgranite treten als Schlieren in den Zweiglimmergraniten auf. Sie unterscheiden sich von ihnen durch die Führung von zusätzlichem Amphibol und Calcit und durch das Fehlen von Kalifeldspat und Muskovit.

Mineralinhalt:	Quarz	Amphibol	Apatit
	Plagioklas	Calcit	Zirkon
	Biotit	Epidot/Klinozoisit	Titanit
		Orthit	Erz

Sie sind dunkel und fein- bis mittelkörnig. Das Gefüge ist granular mit granoblastisch gewachsenen Plagioklasen, die in einem Gewebe aus Plagioklas, Biotit, Amphibol und Quarz eingebettet sind. Die Biotite sind schwach eingeregelt. Die Amphibole besitzen eine bläulich-grüne Eigenfarbe und weisen einen schwachen Pleochroismus auf. Sie zeigen den Beginn einer retrograden Umwandlung unter Bildung von Epidot/Klinozoisit. Sie sind hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Charakteristisch sind gedrungene Amphibole. Eine Zwillingsbildung ist zu beobachten. Die Calcite bilden hypidiomorphe bis idiomorphe Kristalle, die im Kontakt zu Plagioklas stehen oder von Plagioklas eingeschlossen sind. Druckzwillinge sind weniger gut entwickelt.

5.2.3 Granodiorit

Mineralinhalt:	Plagioklas	Epidot/Klinozoisit	Apatit
	Biotit	Tiefalbit	Titanit
	Quarz	Orthit	
	Mikroklin		

Die Granodiorite zeigen ein granoblastisches, ungeschiefert Gefüge. Die Plagioklase überwiegen über die Kalifeldspäte; primär gebildeter Muskovit fehlt. Die Plagioklase sind als xenomorphe Blasten mit Zonarbau gewachsen. Sie bilden polysynthetische Zwillinge nach dem Albit- und Periklin-Gesetz. Eingeschlossen sind Quarz und Biotit. Unter den Plagioklasen sind auch Peristerit-Blasten beobachtet worden. Die Mikroklabinbildung ist nur auf die intergranularen Zwickel beschränkt. Die Biotite sind von graubrauner Farbe mit einem ausgeprägten Pleochroismus. Die Schuppen sind nicht orientiert, werden aber verschiedentlich durch Plagioklas-Blasten abgelenkt. Die Epidote/Klinozoisite durchsetzen das gesamte Gestein in derben Massen, teilweise mit Pseudomorphosen nach Amphibol. Eine retrograde Umwandlungen der Anorthit-Komponente der Plagioklase ist zu beobachten. Wie für die Amphibolgranite werden für die Granodiorite gemäß ihrem etwas stärker basisch betonten Charakter höhere Bildungstemperaturen benötigt.

5.3 Petrographie der Einschlüsse von Melagranit

Mineralinhalt:	Quarz	Apatit	Titanit
	Plagioklas	Orthit	Zirkon
	Mikroklin	Epidot/Klinozoisit	Erz
	Biotit	Calcit	
	Muskovit		

Nur in wenigen Aufschlüssen konnten in den Randbereichen des Granits Xenolithe von dunkelgrauen Graniten beobachtet werden. Dies kann mit den schlechten Aufschlußverhältnissen zusammenhängen, wahrscheinlicher ist jedoch, daß entsprechende Fremdgesteinseinschlüsse in den zentralen Bereichen weniger häufig sind, da es sich dort um höher differenzierte Magmen handelt und die Aufschlüsse sich im dachnahen Bereich des Plutons befinden.

Bei der Fazenda Peroba wurden Xenolithe beobachtet mit Durchmessern im dm bis m- Bereich, die unregelmäßig in einem hellen Granit liegen. Hier konnte frisches Probenmaterial eines Xenoliths entnommen werden. Das Gestein ist dunkelgrau und feinkörnig, besitzt dioritische Zusammensetzung und erscheint mehr oder weniger homophan; vereinzelt zeigen die Feldspäte geringe Neigung zur Blastese (fein- bis mittelkörnig). Die Kontakt-Grenze zum Granit ist scharf. Das Gestein ist schwach geschiefert, wobei die Schieferung von einer jüngeren Plagioklasblastese durchsetzt wird. Die dunklen Granite sind durch retrograd wirkende Metamorphose überformt worden. Bemerkenswert ist der erhöhte Gehalt an Kalium (Tab. 2).

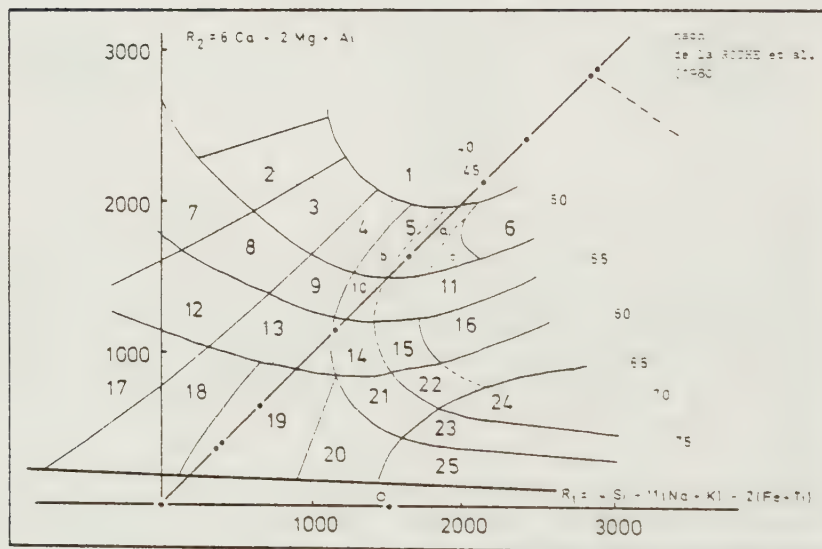
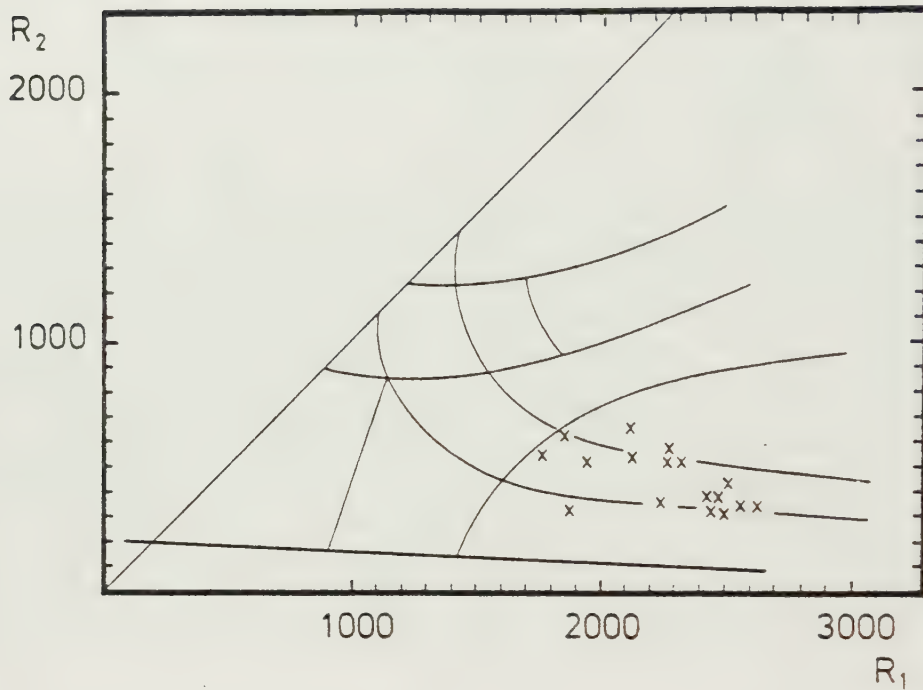


Abb. 11

Lage der Granite im Diagramm R_1 / R_2 zur Klassifikation der magmatischen Gesteine nach de la ROCHE et al. (1980) - Bezifferung vgl. Tab. 1

Tab. 1

Legende zur Gesteinsklassifikation der magmatischen Gesteine nach de la ROCHE et al. (1980)

Diagramm: R1 / R2

R1: $4 \text{ Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$

R2: $6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$

Felder	Vulkanite	Plutonite
1	Pikrit	Pyroxenit
2	Ankaratrit	Melteigit
3	Basanit	Theralith
4	Alaklibasalt	Alkaligabbro
5	Olivinbasalt	Olivingabbro
6	Tholeiit	Gabbro - Norit
7	Nephelinit	Ijolith
8	Tephrit	Essexit
9	Trachybasalt	Syenogabbro
10	Latibasalt	Monzogabbro
11	Andesitbasalt	Gabbrodiorit
12	Phonotephrit	Essexit
13	Trachyandesit	Syenodiorit
14	Latit	Monzonit
15	Latandesit	Monzodiorit
16	Andesit	Diorit
17	Phonolith	Nephelinsyenit
18	Trachyphonolith	Nephelinsyenit
19	Trachyt	Syenit
20	Quarztrachyt	Quarzsyenit
21	Quarzlatit	Quarzmonzonit
22	Dazit	Tonalit
23	Rhyolith	Granit
24	Rhyodazit	Granodiorit
25	Alkalirhyolith	Alkaligranit

a: gesättigt, b: übersättigt, c: untersättigt

Die Xenolithe werden als granodioritische Relikte des prägranitischen, anatektisch gebildeten Basements gedeutet. Für ihre Genese werden aufgrund ihres stärker betonten basischen Charakters höhere Bildungsbedingungen gefordert als für die Bildung der Granitschmelze.

Die Plagioklase sind xenomorph gewachsen und zeigen eine leichte Blastese. Sie sind meist mit braunem Biotit, Muskovit, Calcit und Epidot/Klinozoisit gefüllt. Die Zwillingsbildung ist nicht ausgeprägt. Ansätze einer antiperthitischen Entmischung sind zu beobachten. Die Mikrokline sind perthitisch entmischt. Ein Zonarbau mit idiomorphen Kernen ist angedeutet, wobei die Kristallränder xenomorph ausgebildet

sind. Die Kalifelspäte sind blastisch gewachsen. Die Zwillingslamellen der Mikroklinvergitterung sind leicht deformiert. Sie führen Einschlüsse von Calcit und Quarz mit Pseudomorphosen nach Hochquarz. Die Biotite sind hypidiomorph ausgebildet. Die mehr feinschuppige ältere Generation ist eingeregelt, die größeren, posttektonisch gebildeten Individuen sind quer zur Schieferung gewachsen. Gegen Quarz bilden die Biotite glatte Ränder, gegen Plagioklas sind sie buchtig ausgebildet. Der Pleochroismus ist ausgeprägt von hellbraun nach braun. Die Biotite umschließen Zirkon. Die Orthite bilden idiomorphe Kristalle; sie sind meist isotrop. Umrandet werden sie von einem Kranz Klinozoisit/Epidot. Calcit bildet idiomorphe, kantengerundete Individuen. Die Bildung von Druckzwillingen ist nicht zu beobachten. Sie stehen im Kontakt mit Feldspat (Mikroklin). Apatit bildet idiomorphe dickliche Säulen; die teilweise zerbrochenen Kristalle sind mit einem Gewebe aus Biotit, Quarz und Epidot/Klinozoisit verheilt.

Tab. 2

geochemischer Vergleich eines Einschlusses von Melagranit mit der granitischen Matrix

	Einschluß	Matrix	Differenz
SiO ₂	64.11	70.3	+ 6.2
TiO ₂	0.70	0.42	- 0.28
Al ₂ O ₃	15.90	15.21	- 0.69
Fe ₂ O ₃	5.31	2.87	- 2.44
Mn	0.06	0.03	- 0.03
MgO	1.02	0.56	- 0.46
CaO	3.01	2.02	- 1.01
Na ₂ O	3.01	4.13	+ 1.12
K ₂ O	5.76	3.89	- 2.87
P ₂ O ₅	0.40	0.11	- 0.29
Rb	.0177	.0677	- .0060
Sr	.1088	.1795	- .0411
Ba	.3170	.0022	- .3148
V	.0516	.0195	- .0321
Zr	.0011	.0000	- .0011
Ni	.0003	.0004	- .0001
Summe	99.77	99.83	

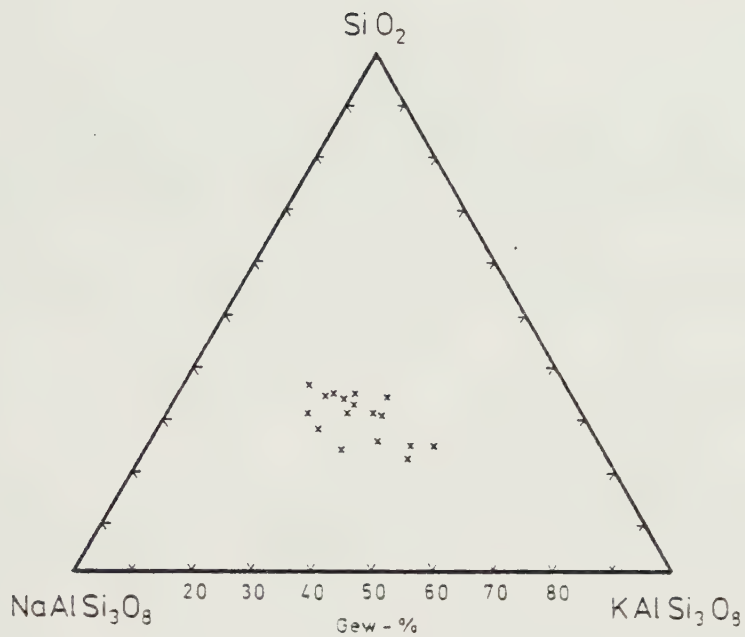


Abb. 12
Lage der Granitanalysen im Dreieck Quarz-Albit-Kalifeldspat
normativer Mineralbestand (CIPW-Norm)

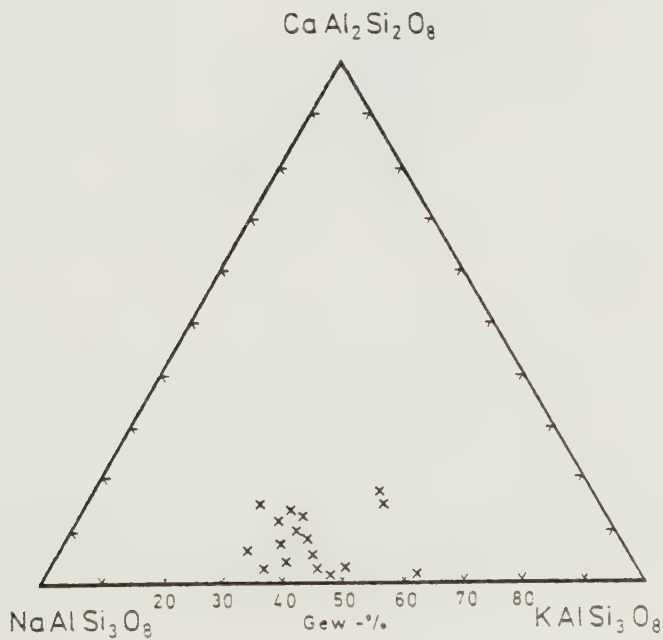


Abb. 13
Lage der Granitanalysen im Feldspatdreieck Plagioklas-Albit-Kalifeldspat
normativer Mineralbestand (CIPW-Norm)

5.4 Pegmatite

5.4.1 Pegmatoide Mobilisate

Im Basement sind pegmatoide Bildungen als Quarz-Feldspat Mobilisate sehr häufig. Die Feldspäte sind als Plagioklas-Megablasten mit Kantenlängen von mehreren Zentimetern ausgebildet. Die Kristallflächen sind mit feinsten Hellglimmerschüppchen überzogen. Quarz ist feinkristallin und auf den intergranularen Zwischenraum beschränkt. Die Entstehung der Pegmatoide wird im Zusammenhang mit der anatektischen Aufschmelzung der Präespinhaco-Gesteine gesehen, die lokal zu einer in situ Mobilisation geführt hat.

5.4.2 Pegmatoide Gangefolgschaft

Mineralinhalt:	Mikroklinperthit	Columbit	
(vorwiegend)	Muskovit	Turmalin	
	Amethyst	Rauchquarz	Bergkristall

Im Gegensatz zu den pegmatoiden Bildungen stehen die Pegmatite, deren Genese im Zusammenhang mit der Granitbildung steht. Ihr Auftreten ist auf die Randzonen und den Dachbereich des Granitplutons beschränkt, wo sie in die Metasedimente intrudieren. Das bogenförmige Auftreten der Gangschwärme um das Zentrum der Granitintrusion zeichnet die domartige Intrusionsstruktur des Granits nach. Innerhalb des Granitkomplexes können bis auf wenige größere Quarzgänge und verschiedene, kleinere pegmatoide Mobilisate keine Anzeichen für eine pegmatitisch-hydrothermale Aktivität gefunden werden.

Die Pegmatite sind als Quarz-Feldspat-Pegmatite und als Quarz-Feldspat-Muskovit-Pegmatite ausgebildet. Unter den Feldspäten überwiegen die Kalifeldspäte (Mikroklin). Die grobkörnigen Kalifeldspäte zeigen makroskopisch sichtbare Perthitentmischungslamellen. Die Feldspäte sind meist vollkommen kaolinisiert. Rauchquarz (Morion) und Milchquarz sind weit verbreitet; sie dominieren in den Randzonen um die Pegmatite. Amethyst wird nur in einem Minenbetrieb (Lavra do Canuto, südöstlich von Felício dos Santos) in Edelsteinqualität abgebaut. Turmalin tritt normalerweise in strahligen Aggregaten als Schörl auf. Bei Faz. Soumidouro kommt grüner Turmalin in Edelsteinqualität vor. Größere Pegmatitapophysen führen geringe Mengen an Columbit.

Die Gänge und Stöcke zeigen unterschiedliche Intrusionsformen, wobei sie entweder das Nebengestein diskordant durchschlagen oder sich konkordant in den Schichtverband legen. Häufig durchdringen die Pegmatite feinverästelt und diffus mit feinen Injektionen das Nebengestein. Im Kontaktbereich zu den Metasedimenten kann gelegentlich in den Metasedimenten eine Blastese von Hellglimmer und eine Mangan-Absonderung gesehen werden. Aufgrund ihrer räumlichen Verbreitung und ihrer Mineralparagenesen werden sie im Zusammenhang mit der Intrusion des Granits von Senador Modestino gesehen.

Die Pegmatite und die hydrothermalen Gänge sind von dem tektonischen Hauptereignis, das am Ende der Espinhaco-Tektogenese zur Verschuppung des gesamten Gesteinkomplexes führte, voll erfaßt worden (vgl. Kap. 8). Schön auskristallisierte Stufen oder Einzelkristalle sind daher selten; die

Gänge sind gewöhnlich vollkommen mylonitisiert.

Die spätmagmatische Ganggefolgschaft streicht vorwiegend ENE (Abb. 14), parallel dem Streichen der großen Störungszone, die aus dem Raum von Felício dos Santos nach Nordosten zieht. Ob genetische Zusammenhänge bestehen, konnte nicht geklärt werden. In diesem Zusammenhang soll auf die Nachbarschaft der Pegmatitprovinzen im Osten von Minas Gerais aufmerksam gemacht werden (PUTZER 1976), besonders auf die Provinz der Glimmerpegmatite von Itamarandiba-Capelinha-Setubinha.

Da möglicherweise genetische Zusammenhänge unter den gesamten Pegmatitprovinzen bestehen, die sich in einer Zone auf der Ostflanke des Sao Francisco Kratons gruppieren, sollte die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, daß das Alter der Pegmatite aus der Provinz von Aracuai, Teófilo Otoni und Governador Valadares zeitgleich den Pegmatiten von Senador Modestino Gonçalves ist und ihre Bildung somit dem Espinhaco-Zyklus zugeordnet werden kann. SCHORSCHER (1975) beschreibt aus dem Raum von Itabira Pegmatite, die im Laufe der Espinhaco-Anatexis intrudiert sind. Vermutlich geben die radiometrischen Altersdaten (Methode K/Ar) der Pegmatite der Provinz von Aracuai-Itinga (SILVA SA 1977) nur das Abkühlungsalter des Brasiliano-Zyklus an.

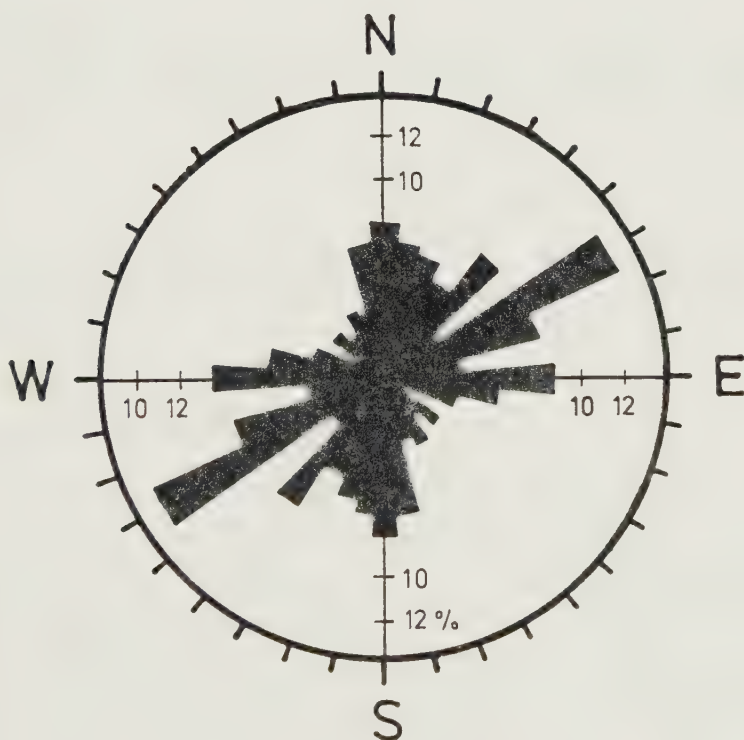


Abb. 14

Streichrichtung der pegmatitisch-hydrothermalen Ganggefolgschaft
(189 Messungen)

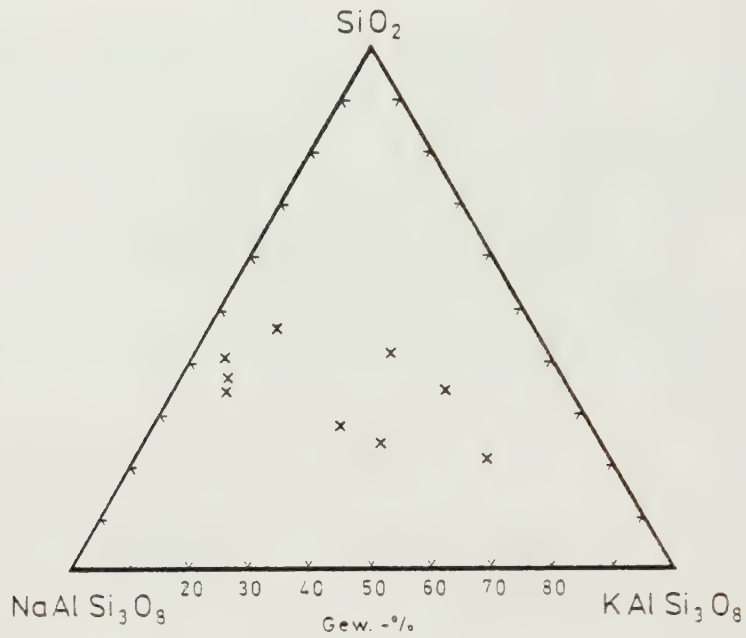


Abb. 15
Verteilung der Pegmatite im System Quarz-Albit-Orthoklas
normativer Mineralbestand (CIPW-Norm)

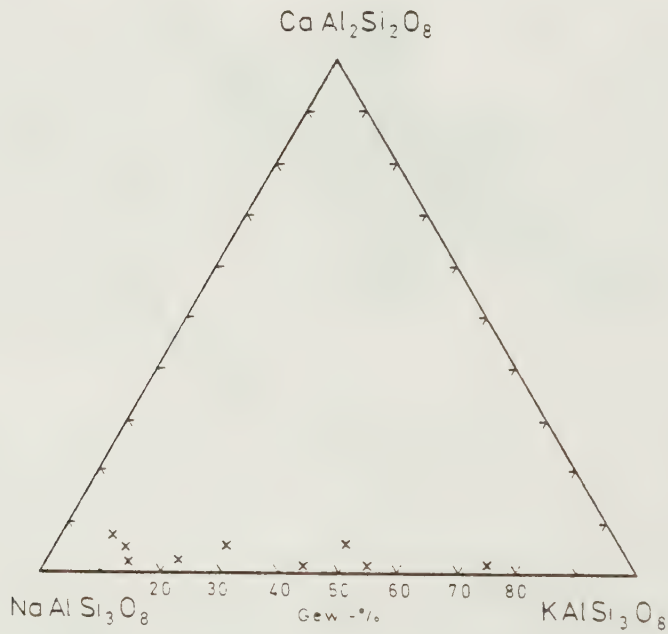


Abb. 16
Verteilung der Pegmatite im System Plagioklas-Albit-Orthoklas
normativer Mineralbestand (CIPW-Norm)

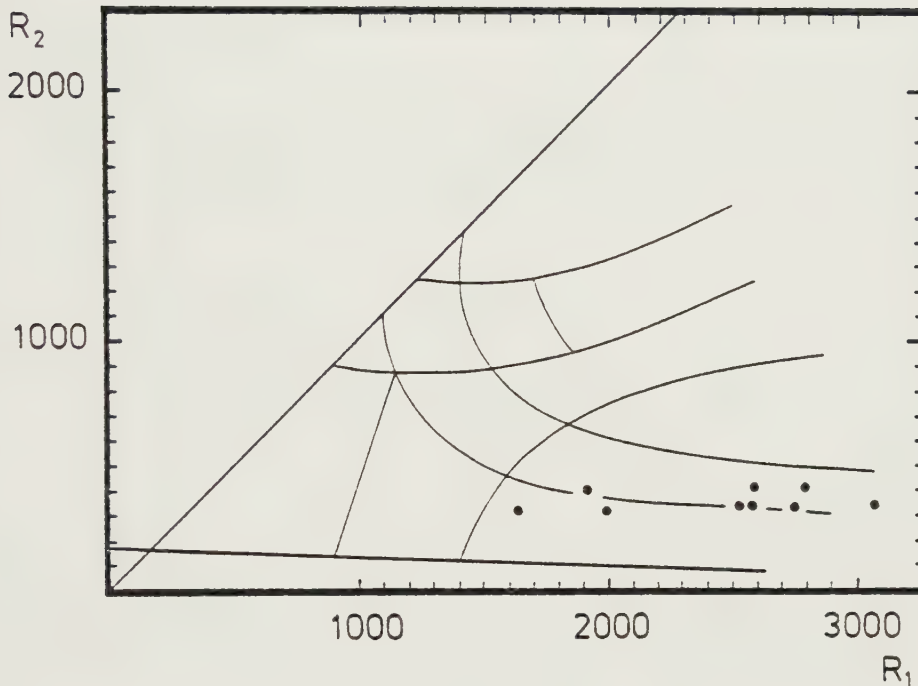


Abb. 17

Lage der Pegmatite im Diagramm R_1 / R_2 zur Klassifikation der magmatischen Gesteine nach de la ROCHE et al. (1980) - vgl. Tab. 1

5.5 Geochemie des Granits

In der Gegenüberstellung charakteristischer Elemente soll gezeigt werden, daß während der Anatexis und der Platznahme des Granits eine magmatische Differentiation stattgefunden hat. In den folgenden Diagrammen werden Elemente gegeneinander aufgetragen, die aus einer magmatischen Schmelze frühzeitig in Mineralphasen eingebaut werden (SCHLEICHER 1976). Es sind für die Gegenüberstellung von Sr/Ba (Abb. 18), CaO/Sr (Abb. 19), TiO_2/MgO (Abb. 20), $\text{TiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ges. (Abb. 21) und Zr/TiO_2 (Abb. 22) gute, positive Korrelationen zu erwarten. Die Pegmatite als Spätkristallisate der magmatischen Differentiation liegen bei abnehmendem Gehalt an diesen Elementen nahe dem Origo.

Barium, Calcium und Strontium werden bevorzugt in die magmatisch früh gebildeten Feldspäte eingebaut. Bei fortschreitender Differentiation wird die Schmelze an diesen Elementen verarmen. Da Titan, Magnesium und Eisen vorwiegend in Biotit eingebaut werden, zeigen die am höchsten differenzierten Schmelzen den geringsten Gehalt an diesen Elementen. Zirkonium tritt in Graniten überwiegend im Mineral auf. Er gehört zur magmatischen Frühausscheidung und wird fast immer in Biotit eingeschlossen. Daher zeigt er ein analoges Verhalten wie der Biotit im Ver-

lauf der magmatischen Differentiation. Zusammen mit Titan, das in Biotit eingebaut wird, muß eine positive Korrelation erwartet werden.

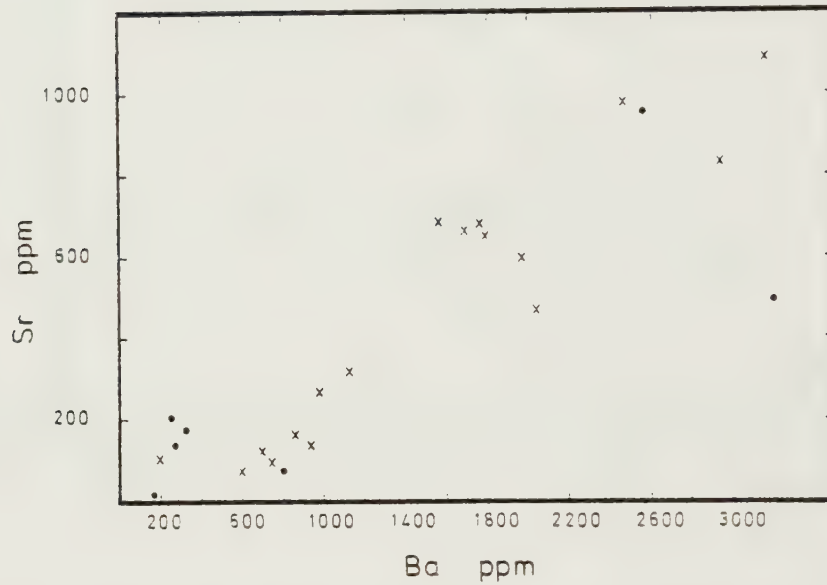


Abb. 18

Korrelationsdiagramm von Strontium und Barium
Granite (x), Pegmatite (•)

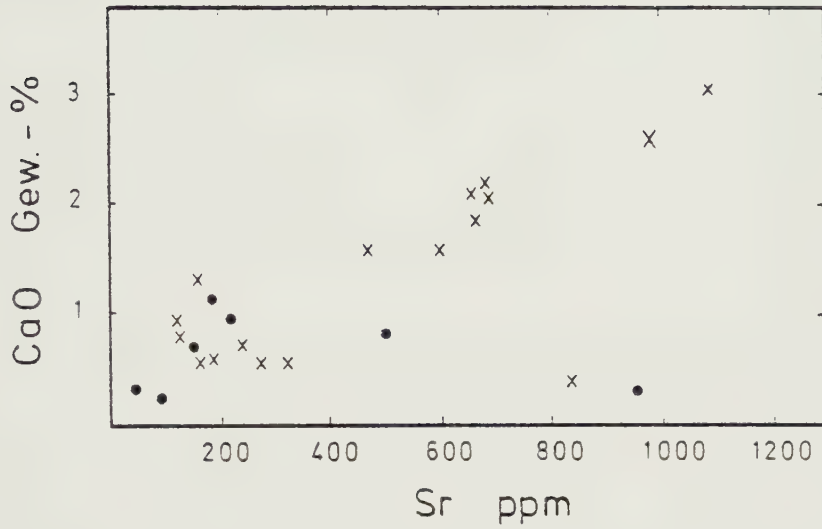


Abb. 19
Korrelationsdiagramm von Calciumoxid und Strontium
Granite (x), Pegmatite (•)

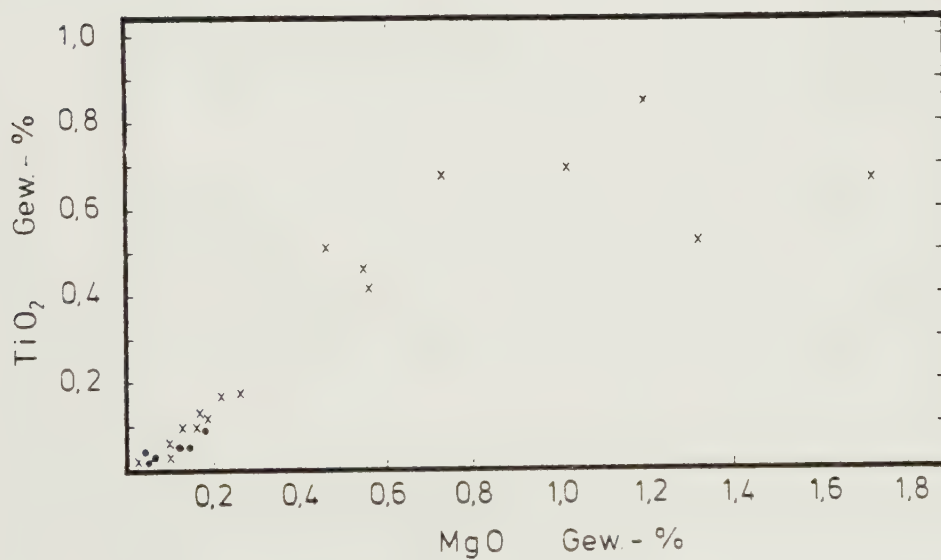


Abb. 20
Korrelationsdiagramm von Titanoxid und Magnesiumoxid
Granite (x), Pegmatite (•)

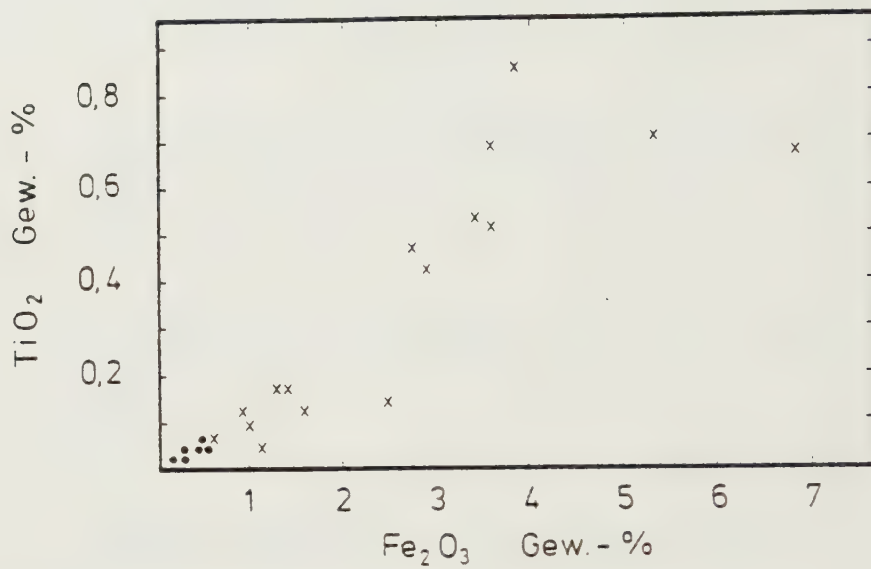


Abb. 21
Korrelationsdiagramm von Titanoxid und Eisenoxid (Gesamteisen)
Granite (x), Pegmatite (•)

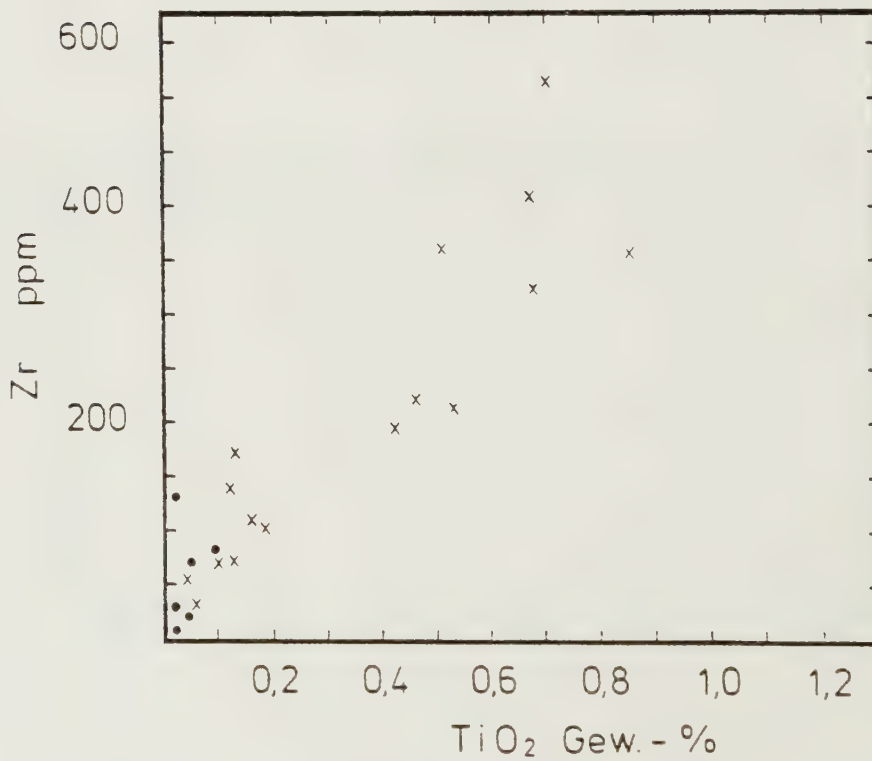


Abb. 22
Korrelationsdiagramm von Zirkonium und Titanoxid
Granite (x), Pegmatite (•)

5.6 Genese des Granits von Senador Modestino Goncalves

Der Granit von Senador Modestino Goncalves ist palingen gebildet worden und spätorogen während der Espinhaco-Tektogenese intrudiert. Die palingene Natur des Granits wird durch die Führung von Granat (Almandin?) und durch die zahlreichen Einschlüsse in den Mikroklinperthiten belegt. Granat wird als Reliktmineral eines prägranitischen hochmetamorphen Ausgangsgesteins gedeutet. Als Einschlüsse in den Mikroklinperthiten belegen Pseudomorphosen von Quarz nach Hochquarz eine höhertemperierte prägranitische Phase. Ein weiterer Hinweis auf die palingene Entstehung sind Plagioklase mit einem inversen Zonarbau und Zirkone mit angerundeten Kernen zu deuten (TRÖGER 1969). Nach REIN (1948, 1952) ist die postmagmatische Bildung von Orthit ein zusätzliches Kriterium für die Genese einer granitischen Schmelze während einer Anatexis.

Die kombinierten Zwillingsgesetze der Plagioklase nach dem Albit- und nach dem Periklin-Gesetz belegen, daß die Bedingungen der Anatexis zur Schmelzbildung ausgereicht haben (MEHNERT 1968). Nach TRÖGER (1969) ist die Zwillingsbildung der Plagioklase nach dem Karlsbad-Gesetz charakteristisch für die Kristallisation aus der Schmelze. Durch die Kontakte des Granits zum Nebengestein, durch die Platznahme in einem Gesteinsrahmen mit mesozonalen Metamorphosebedingungen und durch die Orientierung der Feldspäte und der Biotite, die das Fließgefüge nachzeichnen, wird die Intrusionsfähigkeit der granitischen Schmelze belegt.

Die kinematische Stellung des Granits in der Espinhaco-Orogenese kann mit Hilfe der Gesteinsstruktur und der Mineralbildung belegt werden. Die Platznahme des Granits erfolgte spätorogen (spätkinematisch). Eine synorogene Stellung wird ausgeschlossen, da dem Granitpluton eine entsprechende Vergneisung fehlt. Das Aufsteigen als Batholith und die diskordanten Intrusionskontakte in die bereits regionalmetamorphen Sedimente der Espinhaco-Supergruppe erlauben es nicht, den Zeitpunkt der Platznahme in die Hauptphase der Espinhaco-Orogenese zu legen. Die Interpretation einer postorogenen Stellung ist nach MARMO (1971) sowohl aufgrund des migmatitischen Charakters in den Randzonen des Granits als auch der gleichzeitigen Kristallisation von albitreichem Plagioklas und hochtriklinem, perthitisch entmischem Kalifeldspat ausgeschlossen.

Kennzeichen spätkinematischer Granite sind die Paragenese von Biotit mit primär gebildetem Amphibol in epidotführenden Graniten, die Führung von Granat und Sillimanit, und die Einregelung von Biotit in den Randzonen parallel zur Außenbegrenzung des Granit. Das sehr breite petrographische Spektrum des Granitplutons zeigt, daß die Schmelze zum Zeitpunkt der Konsolidierung noch nicht vollkommen differenziert gewesen ist. Nach MARMO (1971) intrudieren solche Granite spätorogen.

Die Granite sind durch ihren primär gebildeten Muskovit als aluminiumreiche Granite zu bezeichnen, deren Bildungsbedingungen durch den Stabilitätsbereich von Muskovit beschrieben werden. Die Ausbildung als Zweiglimmergranit deutet nach WINKLER (1976) darauf hin, daß der Granit unter hohen Drucken bei mindesten 3.5 kb H₂O Partialdruck bei Temperaturen von 665 Grad bis 700 Grad Celsius gebildet wurde.

Die Bildung von zwei Feldspäten und die Perthitbildung können als weitere Kriterien herangezogen werden, die Bildungstemperatur der Granite auf einen Bereich von 695 Grad Celsius bei 5 kb bzw. 660-715 Grad bei 4-5 kb

(HYNDMAN 1975, WINKLER 1976) einzuengen.

Unter der Voraussetzung, daß während der Granitbildung eine differenzierte Aufschmelzung unter Verarmung des Ausgangsgesteins an Aluminium, Magnesium und Calcium stattgefunden hat und die Schmelze an Silizium und Alkalien, insbesondere an Natrium und Kalium, angereichert worden ist, hat sie nach WINKLER (1961) überhitzt und somit intrusionsfähig werden können.

Da die Übergänge zu den Migmatiten zum Teil fließend sind, wird angenommen, daß der Granit nur wenig aufgestiegen ist (MARMO 1971). Der Bereich der palingenen Schmelzbildung darf dementsprechend nicht zu tief angelegt werden, obwohl in den Metasedimenten Disthen als Druckanzeiger auftritt. Der stark zerscherter Charakter des Gesteinsrahmens deutet darauf hin, daß Disthen nicht unter der lithostatischen Auflast, sondern durch die horizontal wirkenden Scherkräfte während der Verfaltung der Sedimente der Espinhaco-Supergruppe gebildet worden und somit vor der Granitbildung entstanden ist. Unter Ausnutzung von Schwächezonen ist das Magma aufgestiegen und in die Metasedimente der Espinhaco-Supergruppe intrudiert, wo es in einem Tiefenbereich von maximal 12 km Tiefe, entsprechend 3.5 kb, teilweise schon erstarrt Platz genommen hat und auskristallisiert ist, bei P-T-Bedingungen, die im Bildungsbereich von Zweiglimmergraniten liegen. In der Kontaktaureole wurde Cordierit gebildet, dessen Bildungsbereich bis 4 kb (WINKLER 1976) reicht.

Die Abkühlung des Granits ist über einen langen Zeitraum erfolgt, so daß sich die monoklinen Kalifeldspäte in die bei niedrigen P-T-Bedingungen stabilen triklinen Mikrokline umwandeln konnten; auch die nur unbedeutende Ausbildung eines Zonarbaus bei den Plagioklasen spricht für eine langsame Abkühlung.

Die zeitliche Einordnung der Intrusion des Granits wird gestützt auf die radiometrischen Altersdatierungen, die nach der Methode Rb/Sr von einer brasilianischen Arbeitsgruppe (BRITO NEVES et al. 1979) durchgeführt worden sind. Unter anderen wurden vier Proben des Granits von Senador Modestino Goncalves auf ihre Isotopenverhältnisse untersucht; sie ergeben ein Alter von etwa 1.800 Millionen Jahre. Diese Alterswerte fallen in den Zeitabschnitt der Endphase des Transamazonas-Zyklus (CORDANI 1973, 1978, BRITO NEVES et al. 1978, 1979) bzw. des Espinhaco-Zyklus. Nach HERZ (1970) intrudieren im Eisernen Viereck in diesem Zeitabschnitt Granite in die Minas Serie, die noch im Zusammenhang mit den Granodioriten (Gruppe I) stehen, die am Ende der Rio das Velhas Serie gebildet worden sind.

HASUI et al. (1976) stellen aus der weiteren Umgebung der Ortschaft Guanhaes, ca 100 km südlich des Granits von Senador Modestino Goncalves radiometrische Alterswerte (Rb/Sr) vor. Die Altersdaten fallen mit etwa 2.000 Millionen Jahre ebenfalls in den Transamazonas-Zyklus. Bei den beprobten Gesteinen handelt es sich um Migmatite, die aufgrund der geringen Distanz zwischen den beiden Untersuchungsgebieten und dem großräumig-regionalmetamorphen Charakter von Migmatiten miteinander verglichen werden dürfen.

6 BASITE

Neben den archaischen Lagenamphiboliten der Pedra Menina-Serie, den früh-proterozoischen Amphiboliten und den Talkschiefern der Cristo Rei-Abfolge sind im Kristallinaufbruch von Senador Modestino Goncalves jüngere Metabasite und nicht metamorphe Basalte aufgeschlossen. Die Metabasite intrudieren nach der Espinhaco-Tektogenese als Subvulkanite; sie sind von der späteren regionalen Thermometamorphose erfaßt worden. Unter den Metabasiten werden Metabasalte und Chloritfelse beschrieben. Vermutlich nicht präkambrisches Alter besitzen die Alkalibasalte mit ophitischem Gefüge.

Tab. 3

Gliederung der Basite im Raum Serra Negra - Senador Modestino Goncalves

5.	Alkalibasalt mit ophitischem Gefüge	postmetamorph posttektonisch Lesesteine

mittleres Proterozoikum (Brasiliano-Zyklus)		
4.	Metabasasalte	regionalmetamorph (3.) posttektonisch Gänge
	Chloritfels	regionalmetamorph (3.) posttektonisch Gänge

frühes Proterozoikum (Espinhaco-Zyklus)		
3.	Talkschiefer (Ultrabasite)	synsedimentär, regionalmetamorph (2.) stratiform
2.	Amphibolite (Tholeiite?)	synsedimentär regionalmetamorph (2.) Schlote und Deckenbasalte

Archäikum - Pedra Menina-Serie (Jequie-Zyklus)		
1.	Orthoamphibolite	regionalmetamorph (1.) stratiform

6.1 Metabasalt

Mineralinhalt:	Amphibol (Aktinolith)	Quarz	Biotit
	Plagioklas	Orthit	Calcit
	Epidot/Klinozoisit	Chlorit	Titanit
	Erzminerale (Magnetit-Pyrit)		

Die Aufschlüsse mit metamorphen Basalten befinden sich überwiegend am Westrand des Kristallinaufbruchs beiderseits des Rio Aracuai. Auf dem Granitkomplex können sie als Lesesteine in Form von Wollsäcken gefunden werden. Anstehend sind sie nur als Saproilit. Sie intrudieren in diskordanten Gängen, mit einer Breite von wenigen Dezimetern bis zu einigen Metern, ihre Längserstreckung konnte nicht verfolgt werden, sie dürfte mehrere 10er m betragen. Verbindungslinien zwischen den einzelnen Basaltaufschlüssen zeigen, daß ihr Auftreten an Störungen gebunden ist, die möglicherweise NW-SE bzw. NE-SW streichen.

Die Gesteinsstruktur und -textur zeigen keinerlei Hinweise auf eine tektonische Beanspruchung. Die Kontakte zum Nebengestein sind glatt. Abgesehen von einem schmalen Saum von wenigen Zentimetern Breite ist keine thermische Beeinflussung des Nebengesteins festzustellen. Wie bei den Pegmatiten ist im Kontaktsaum zu den Metasedimenten eine verstärkte Manganabsonderung zu beobachten. Die Schieferungsflächen des Nebengesteins sind schwach zum Gang hin angeschleppt.

Die regionalmetamorphen Basalte sind schwarzgrün, zäh und ungeschiefert. Der Korngrößenbereich variiert von fein- bis mittelkörnig. Im angewitterten Zustand können feinverfilzte Amphibolnadeln in einer weißen, stark angewitterten Grundmasse beobachtet werden. Die Amphibole besitzen hypidiomorphe bis idiomorphe, nadelige bis spießige Ausbildung. Sie sind mit tabularen Plagioklasen verwachsen. Teilweise verdrängt Biotit Amphibol (=unterste Grünschieferfazies). Feinkörniger Plagioklas und Quarz füllen die intergranularen Zwischenräume. Die Plagioklase sind teilweise stark saussuritisiert.

Das Ausgangsgestein der proterozoischen Metabasalte kann hinsichtlich des Chemismus nach de la ROCHE et al. (1980) als Olivinbasalt (Abb. 24) bzw. nach MacDONALD & KATSURA (1964) als Tholeiit (Abb. 25) angesprochen werden, die rezent als "Ocean Floor Basalts" bzw. als "Ocean Ridge Basalts" gebildet werden. Unterstützt wird die Klassifikation, in welcher den leichtflüchtigen Alkalien große Bedeutung zugemessen wird, durch Korrelationen der schwer flüchtigen Elemente. Im Korrelationsdiagramm $P2O_5/TiO_2$ (Abb. 27) fallen die Metabasalte in das Feld der "Ocean Floor Basalts" und der "Ocean Island Basalts". Die Korrelationen von Titan gegen Zirkonium (Abb. 28), Zirkonium gegen Strontium (Abb. 26) und Titan/100 gegen Zirkonium gegen Strontium/2 (Abb. 29) bestätigen nochmals die schon dargelegte Klassifizierung der basischen Gesteine.

Da die Basalte an NNW-SSE bzw. NNE-SSW streichenden Dehnungsstrukturen posttektonisch intrudiert sind, wird der Zeitraum ihrer Intrusion post-orogen zur Espinhaco-Tektogenese gesehen. Vermutlich sind sie nach den tektonischen Ereignissen des Brasiliano-Zyklus intrudiert und in dessen Endphase einer regionalen Thermometamorphose unterzogen worden. Ihre

Entstehung könnte als Ergebnis von jungpräkambrischen Hebungsvorgängen oder aufgrund der gleichgerichteten Orientierung der Basaltgänge mit der Trogachse der Espinhaco-Geosynklinale als Weiterentwicklung der während des Espinhaco-Zyklus angelegten Dehnungsstrukturen im Geosynklinalbereich interpretiert werden.

6.2 Chloritfels

Mineralinhalt: Chlorit, monomineralisch

Die Migmatite und Granite werden durch weitere dünne, feinverästelte, basische Gängen durchzogen, die selten eine Breite von 10 cm überschreiten. Die nahezu monomineralischen Gänge bestehen aus Chlorit und führen geringe Mengen an Erzmineralien. Im Bereich der Faz. do Broto ist der Durchschlag durch eine postgranitische Überschiebungszone aufgeschlossen. Da der Verlauf der Gänge tektonisch nicht gestört ist und die spiralförmig gewachsenen Chlorite während einer retrograd wirkenden Metamorphose gebildet worden sind, wird für das Ausgangsgestein der Chloritfelse ein jungpräkambrisches Alter gefordert. Ob genetische Beziehungen zu den Olivinbasalten (Metabasalt) bestehen, konnte nicht geklärt werden.

Aufgrund der geringen Verbreitung werden diese Metabasite auf der Karte nicht dargestellt.

6.3 Alkalibasalte mit ophitischem Gefüge

Mineralinhalt: Plagioklas Klinopyroxen
 Olivin (Iddingsit) Erzminerale
 glasartige Grundmasse

An zwei Lokalitäten (östlich von Felicio dos Santos am Rio Aracuai und bei der Faz. Rancho Alegre) konnten Lesesteine mit nicht metamorphen Alkalibasalten gefunden werden. Anstehendes Gestein ist nicht aufgeschlossen. Die nicht metamorphen Basalte besitzen ein ophitisches Gefüge mit Blasten von Plagioklas, Klinopyroxenen und Olivin, die in einer glasartigen Grundmasse liegen. Das Gestein ist schwarzgrün und feinkörnig.

Die Plagioklase bilden idiomorphe Leisten mit polysynthetischen Zwillingen nach dem Albit-Gesetz. Ein Zonarbau ist ausgebildet, die Korngrenzen sind nicht scharf, sondern gehen diffus in die Grundmasse über. Die Klinopyroxene (Pigeonit?) sind hypidiomorph bis idiomorph. Die Korngrenzen sind durch sekundäre Umwandlungen weniger scharf. Die idiomorphen Olivine sind nahezu vollständig in Iddingsit umgewandelt. Ein Zonarbau ist vorhanden. Die umgewandelten Olivine sind kräftig dunkelgrün gefärbt.

Hinsichtlich ihrer geochemischen Klassifikation nach de la ROCHE et al. (1980) fallen die Analysen in den Bereich der Andesitbasalte (Abb. 24). Im RITTMANN-Diagramm (Abb. 30) liegen sie im Bereich der orogenen Basalte. Aufgrund ihres originären ophitischen Gefüges wird ein präkambrisches Alter der Andesitbasalte ausgeschlossen. Ihre Altersstellung ist noch offen.

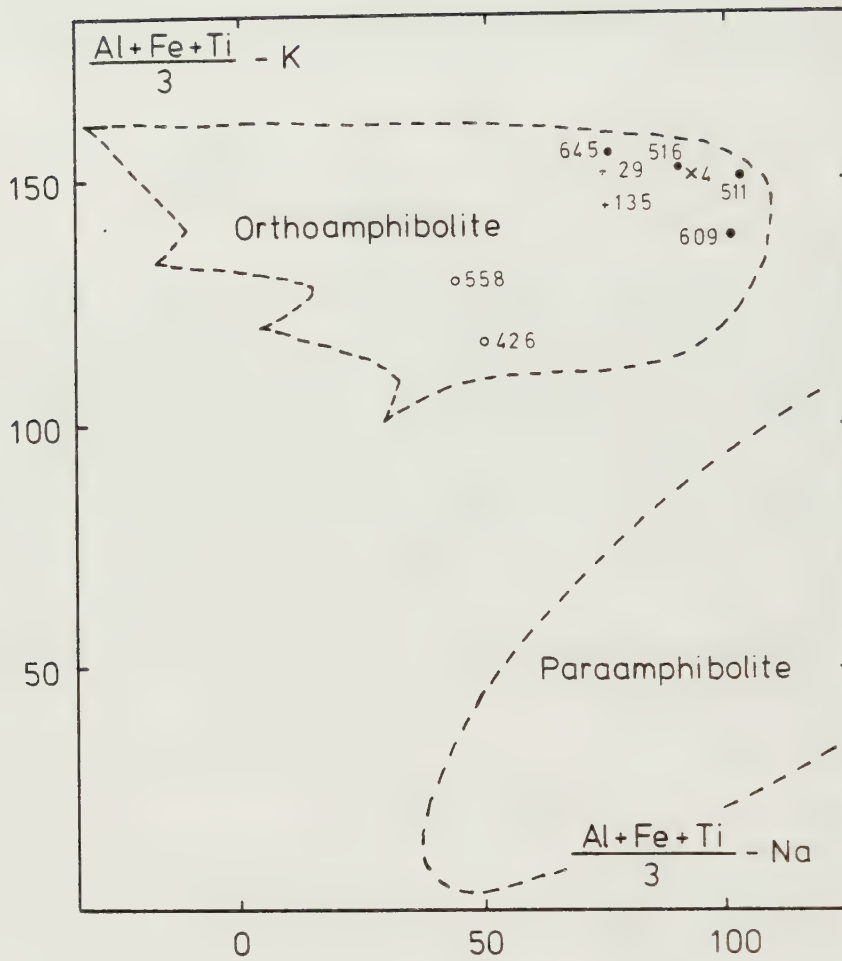


Abb. 23

Abgrenzung der Ortho- und Paraamphibolite nach MOINE & de la ROCHE (1968)

Pedra Menina-Serie: Lagenamphibolite (x)

Espinhaco-Supergruppe: Amphibolite (•), Olivinbasalte (+)

Phanerozoikum: Andesit (o)

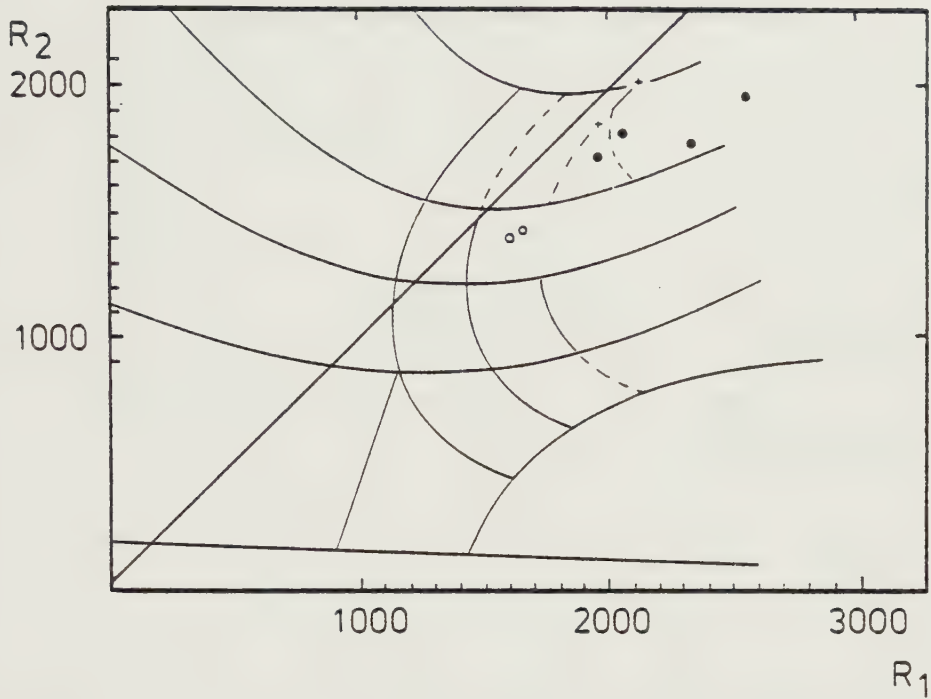


Abb. 24

Lage der Basite im Diagramm R_1 / R_2 zur Klassifikation der magmatischen Gesteine nach de la ROCHE et al. (1980), siehe Tab. 1 (vgl. Abb. 23)

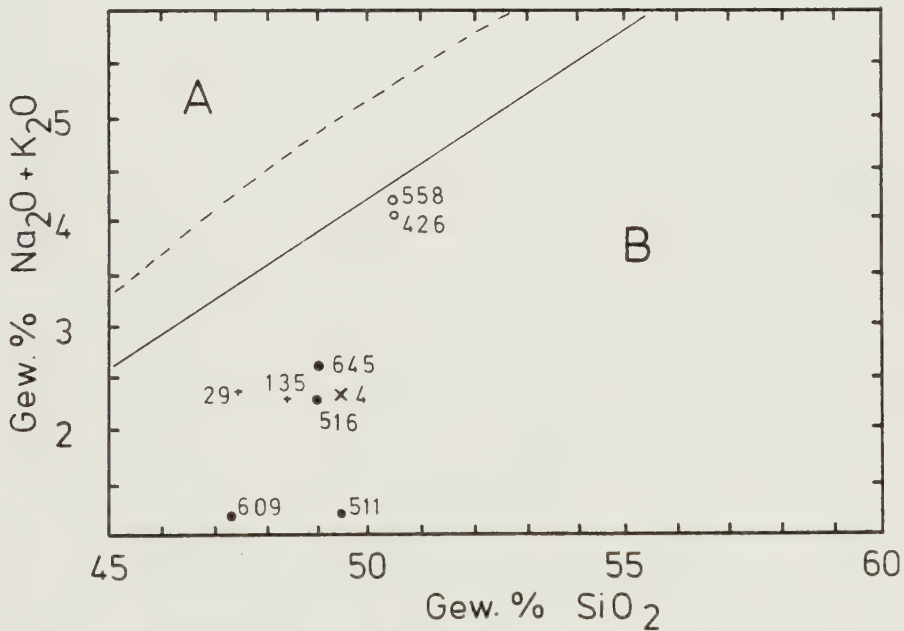


Abb. 25

Einteilung der Basalte nach MacDONALD & KATSURA (1968) (-----) und IRVINE & BARAGAR (1971) (- - - -), A = Alkaligest. B = Subalkaligest.

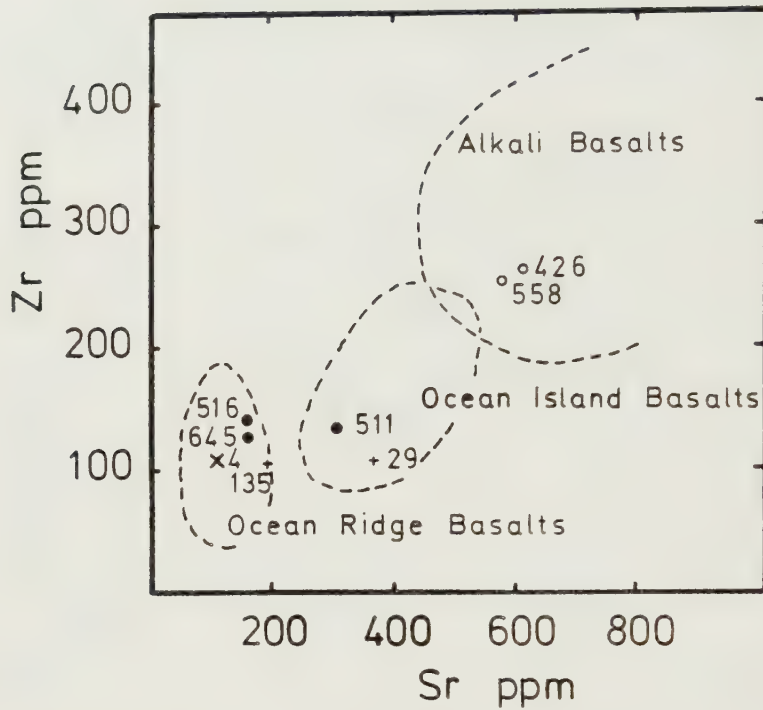


Abb. 26

Zr-Sr-Korrelationsdiagramm mit der Felderverteilung der basaltischen Gesteine nach BASS et al. (1973)

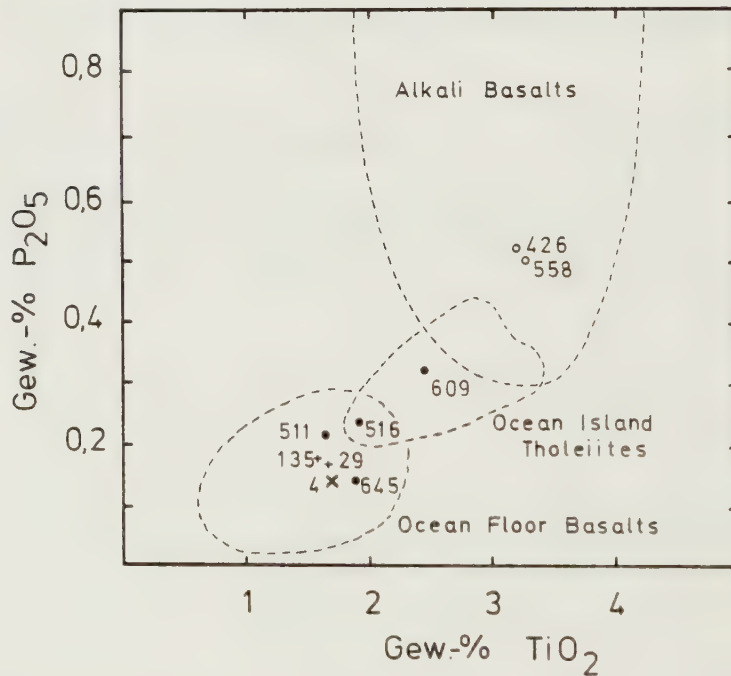


Abb. 27

P₂O₅-Zr-Korrelationsdiagramm und Felderverteilung für Basalte der Ozean-kruste nach RIDLEY et al. (1974)

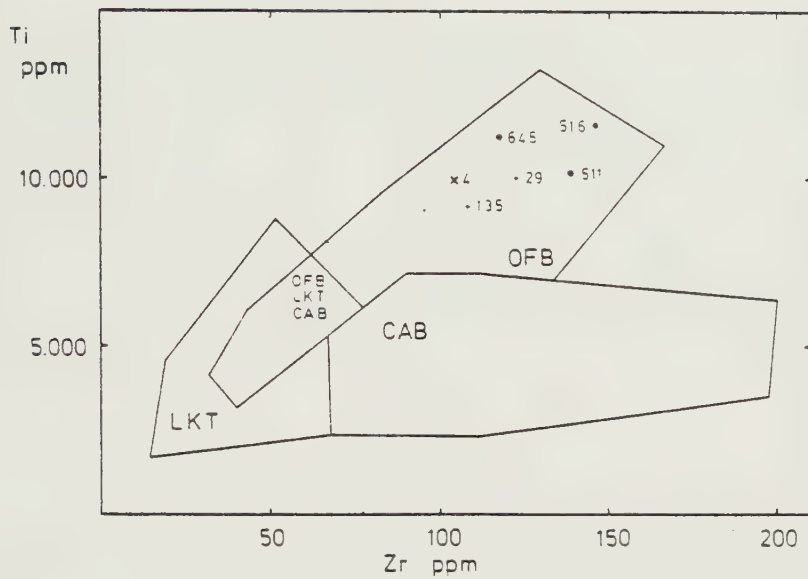


Abb. 28
Ti-Zr-Korrelationsdiagramm und Felderverteilung der Basalte nach PEARCE & CANN (1973)

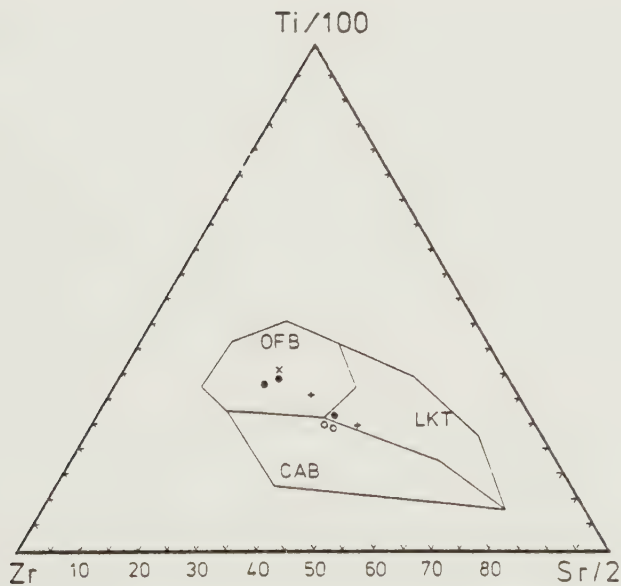


Abb. 29
Korrelationsdreieck von Ti/100-Zr-Sr/2 und Felderverteilung der Basalte nach PEARCE & CANN (1973); (vgl. Abb. 23)

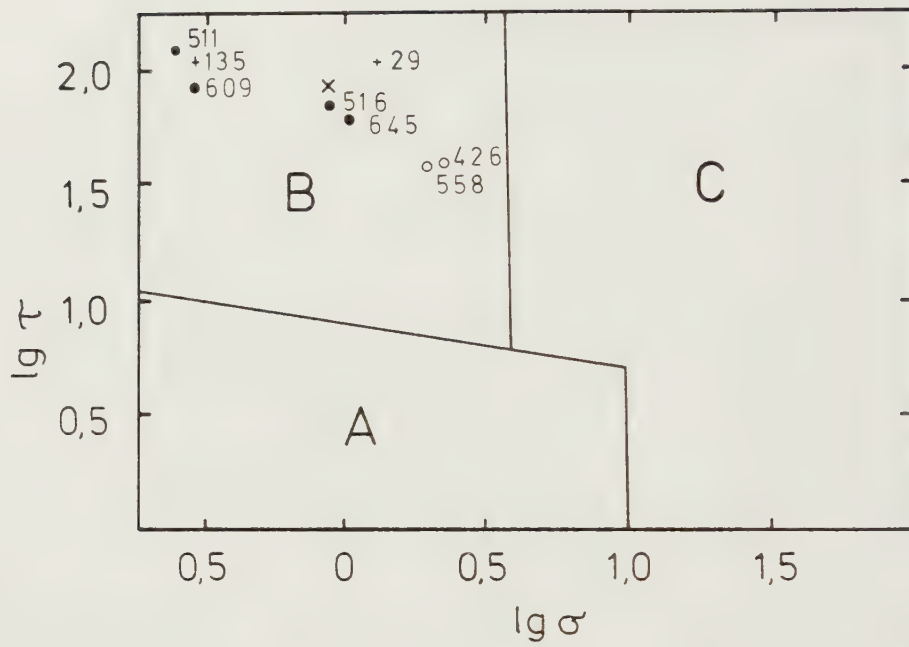


Abb. 30

Einteilung der Basalte nach RITTMANN (1973)

(A-anorogene Zonen, B-orogene Zonen, C-alkalische Varianten)

7 METAMORPHOSE

Die jüngsten radiometrischen Alterswerte aus der Serra do Espinhaco streuen für das letzte thermische Ereignis (Kalium/Argon-Verhältnisse) um einen Zeitpunkt von 500 Millionen Jahren (CORDANI 1973, 1978, BRITO NEVES et al. 1979). So darf vorausgesetzt werden, daß nach der Wende vom Präkambrium zum Kambrium in der mittleren bis südlichen Serra do Espinhaco keine metamorphen Ereignisse mehr stattgefunden haben.

Ausgehend von den Olivinbasalten, die von dieser jüngsten Metamorphose noch erfaßt worden sind, können für das Arbeitsgebiet eine jüngere Regionalmetamorphose, eine Kontaktmetamorphose und zwei ältere Regionalmetamorphosen nachgewiesen werden.

7.1 Regionalmetamorphose des Jequie-Zyklus

Im Laufe der älteren Regionalmetamorphose während des Jequie-Zyklus ist das Basement gebildet worden. In dieser frühen, hochgradigen Metamorphose ("high grade", WINKLER 1976) sind unter Bedingungen der Anatexis überwiegend Migmatite mit Lagenstruktur gebildet worden. Charakteristische Mineralparagenesen sind weitgehend durch die späteren retrograden Umformungen des Espinhaco- und des Brasiliano-Zyklus verwischt worden. Mit Mineraleinschlüssen und Gesteinsrelikten können die Metamorphosebedingungen des Typs "high grade" (WINKLER 1976) auf die Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies (MEHNERT 1968) eingeengt werden.

7.2 Regionalmetamorphose des Espinhaco-Zyklus

In der zweiten Regionalmetamorphose sind während der Espinhaco-Tektonogenese Quarzite, Schiefer, Talkschiefer und Paragneise mit der Mineralparagenese Biotit-Aktinolit/Hornblende-Muskovit-Plagioklas-Quarz entstanden. An weiteren für den Typ "medium grade" (WINKLER 1976) charakteristischen Mineralien sind Talk und Disthen gebildet worden. Die Bildung von Disthen wird als Ergebnis horizontalwirkender Schubkräfte gesehen, die während der Faltung zur Zerschierung des Gesteins geführt haben. Eine Genese durch Absenkung wird ausgeschlossen, da im Verlauf der folgenden Kontaktmetamorphose in demselben stratigraphischen Niveau der druckempfindliche Cordierit gebildet worden ist. Zwischen dem Zeitpunkt der Disthen- und der Cordieritbildung hätte eine Druckentlastung von 3 kbar stattfinden müssen.

Die Obergrenze der Metamorphosebedingungen des Typs "medium grade" wurde nicht überschritten. Die Reaktion Plagioklas + Quarz + Muskovit = Kalifeldspat + Al_2SiO_5 (WINKLER 1976) ist nicht beobachtet worden. Sie findet bei P-T-Bedingungen von 580 Grad Celsius und 1 kb bzw. von 660 Grad Celsius und 3 kb statt. Durch die Bildung von Talkschiefer können die maximalen Druck- und Temperaturbedingungen weiter eingeengt werden. Bei 555 Grad Celsius und einem Druck von 3 kb wandelt sich Talk in Diopsid und ein Ca-Mineral um. Diese Reaktion hat nicht stattgefunden.

Die in älteren Arbeiten festgestellte Zunahme des Metamorphosegrades von Westen nach Osten, d.h. vom Kraton weg, konnte im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden.

7.3 Kontaktmetamorphose des Espinhaco-Zyklus

Die thermischen Auswirkungen der Granitintrusion auf die bereits regionalmetamorphen Sedimente der Espinhaco-Supergruppe sind gering. In den Schiefern und Gneisen ist eine knotenartige Sprossung von Biotit zu sehen. In geringerem Umfang ist in Glimmerschiefern Cordierit gebildet worden. Teilweise weist auch eine hornfelsartige Struktur und ein granoblastisches Gefüge in den Metasedimenten auf die Wärmeeinwirkung des Granits hin. Die Größe der Blasten nimmt zum Kontakt hin zu. Die Quarze neigen in Kontaktnähe zur Rekristallisation und Polygon-Bildung. Während der Platznahme des Granits sind die Schiefer und Phyllite transversal geschiefert worden, wobei Cordierit in den Schieferungsbahnen syntektonisch gewachsen ist.

Das Fehlen von Miarolen und äquivalenten Effusivgesteinen im Dach des Granits von Senador Modestino Goncalves ist nach HYNDMAN (1972) ein Hinweis auf eine Genese unter mesozonalen Bedingungen. Nach WINKLER (1976) haben während der Kontaktmetamorphose Bedingungen geherrscht, die dem Typ "medium grade, shallow contact metamorphism" entsprechen.

Für das Fehlen einer ausgeprägten Kontaktmetamorphose mit einer Aureole von Hornfels und einer Knotenschieferzone wird folgende Möglichkeit in Erwägung gezogen: Da sich zum Zeitpunkt der Intrusion die Temperatur- und Druckverhältnisse des Nebengesteins und der Granitschmelze entsprochen haben, ist der Gradient zwischen den Bedingungen der Regionalmetamorphose und denjenigen der Kontaktmetamorphose zu gering gewesen, als daß eine umfassende Mineralreaktion hätte ablaufen können.

7.4 Regionalmetamorphose des Brasiliano-Zyklus

Die dritte Regionalmetamorphose hat zu einer retrograden Mineralumwandlung in den Gesteinen des Basements, des Deckgebirges, der Granite und der Olivinbasalte geführt. Die entsprechenden P-T-Bedingungen können eindeutig an den Metabasalten bestimmt werden, da diese als einzige Formation nicht polymetamorph umkristallisiert sind. Die Mineralparagenese Aktinolit-Albit-Biotit-Calcit-Quarz-Chlorit-Epidot/Klinozoisit wird nach WINKLER (1976) dem Typ "low grade" zugeordnet mit der niedrig temperierten Albit-Aktinolit-Chlorit-Subzone. Die Bildung von Klinozoisit engt diese Zone auf einen Bildungsbereich mit Mindestdrucken von 3.5 kb ein bei einem Temperaturfeld von ca. 370 Grad bis 450 Grad Celsius.

In den granitoiden Gesteinen hat die retrograde Metamorphose zur Mineralumwandlung von Plagioklas und Biotit geführt. Daneben ist eine zweite Mikroklingeneration entstanden, wobei die Neubildungen im Gegensatz zu den älteren Kristallen keine perthitische Entmischung zeigen. Nach MEHNERT (1968) reichen Temperaturen von 375 Grad $\pm$ 50 Grad Celsius für diese Umkristallisation aus.

Es wird weiterhin festgestellt, daß die Metamorphosebedingungen mit abnehmendem Alter einen retrograden Charakter zeigen. Die Metamorphosebedingungen des Jequie-Ereignis sind vom Typ "high grade", die Regionalmetamorphose des Espinhaco-Zyklus des Typs "medium grade" und die jüngste Regionalmetamorphose des Brasiliano Zyklus des Typs "low grade" (Tab. 4).

Tab. 4

Übersicht über die tektonischen und metamorphen Ereignisse in der mittleren bis südlichen Serra do Espinhaço

1. Regionalmetamorphose	2. Regionalmetamorphose	3. Regionalmetamorphose	
Transamazonas - Zyklus	Espinhaco - Zyklus	Brasiliano - Zyklus	Phanerozoikum
high grade metamorphism	medium grade metamorphism	shallow contact metamorphism	low grade metamorphism
	E-W-Einengung		
		Dehnung	
		Rift-Vulkanismus?	Andesitintrusion
		Basaltintrusion auf NW-SE / NE-SW Gängen	Uralitisation
	Granite und Pegmatite		Chloritisation
Quarzite	Blastese von		Saussuritisation
Gneise	Feldspat +		Serizitisation
Schiefer	Glimmer +		Albitisation
Amphibolite	Cordierit		
Anatexite	Migmatisation		
Amphibolite			

8 TEKTONIK

Der Kristallinaufbruch von Senador Modestino Goncalves ist im Kern einer Mega-Antiklinale mit Nord-Süd streichender B-Achse aufgeschlossen, deren Faltenweite das gesamte Arbeitsgebiet überspannt. Sie dürfte somit mehr als 30 km betragen. Die B-Achsen der aufgeprägten Kleinfalten tauchen mit 10-20 Grad gegen NNE ab. Das Basement und die hangenden Metasedimente zeigen den gleichen Baustil. Anlagen älterer Strukturen können im Basement nicht identifiziert werden. Nach Osten einfallende Überschiebungsbahnen bestätigen den aus östlicher Richtung wirkenden Schub auf den im Westen gelegenen Sao Francisco-Kraton. Die Einengung und Verfaltung der Sedimente der Espinhaco-Supergruppe ist das Ergebnis der Espinhaco-Tektogenese. Noch im gleichen Zyklus, jedoch spätorogen, folgt die Platznahme des Granits von Senador Modestino Goncalves, in deren Verlauf die Schicht- bzw. Schieferungsflächen des Gesteinsrahmens in ein umlaufendes Streichen um den Granitpluton gelenkt werden.

Die Schichtflächen fallen auf der Ostseite mit 10-15 Grad vom Granit weg ein; auf der Westseite ist das Einfallen mit 30 Grad gegen Westen etwas steiler. Mögliche Ursachen dieser Vergenz können in einer nach Westen gerichteten Aufstiegsbahn oder in einer postgranitischen Verstellung liegen, die im Zusammenhang mit den Kräften steht, die zur Verschuppung des gesamten Komplexes geführt haben. In unmittelbarer Nähe zum Granit nimmt in den glimmerreichen Metasedimenten die Häufigkeit einer Transversalschieferung bzw. einer Schubklüftung zu.

Die Störungszone von Felicio dos Santos versetzt die Cristo Rei-Abfolge und die Serra Negra-Abfolge. Sie verläuft mehr oder weniger geradlinig aus dem unmittelbaren Bereich der Ortschaft Felicio dos Santos über Sao Jose da Cachoeira in die Gegend von Itamarandiba und Capelinha (Luftbildinterpretation). Ihr Einfallen ist mit 20-30 Grad gegen NW gerichtet. Ihre Streichrichtung von etwa 60 Grad entspricht der vorherrschenden Streichrichtung der Pegmatite und der hydrothermalen Ganggefolgschaft (Abb. 14). Die Breite der Störungszone beträgt ca. 1.5 km. Die Störungszone wird als Abscherungshorizont gedeutet, wobei der nördliche Block (Cristo Rei-Abfolge) relativ abgesenkt worden ist. Ihre Entstehung kann nur im Zusammenhang mit Dehnungsvorgängen gesehen werden, die einerseits von Abschiebungen begleitet gewesen sind, andererseits zum Aufreißen von parallelen Spalten geführt haben, die von der pegmatitisch-hydrothermalen Ganggefolgschaft des Granits von Senador Modestino Goncalves zum Aufstieg benutzt worden sind. Ein weiteres Argument ist die relative Hochlage des Basements in der südlichen Scholle. Gemäß der Beziehung zu den Pegmatiten wird das Alter der Störungszone, die vermutlich syngenetisch zur Granitbildung ist, als spätorogen in der Espinhaco-Tektogenese gedeutet.

Der Granit ist nach seiner Konsolidierung einer E-W gerichteten Einengungstektonik unterzogen worden; dabei entstanden eine Anzahl kleinerer und größerer Aufschiebungen, die über den gesamten Kristallinkomplex verteilt sind, besonders ausgeprägt auf der Ostflanke. Dort ist in der Gegend zwischen Faz. Peroba und Corr. Itangua eine etwa 2 km breite Störungszone aufgeschlossen, in welcher in mehrfacher Wiederholung das Basement, der Granit und das Deckgebirge verschuppt sind. Die Auf- bzw. Überschiebungsbahnen fallen mit 20-30 Grad gegen Osten ein. Die Gesteinspakete sind einige 10er Meter mächtig und durch stark mylonitisierte Zonen voneinander getrennt. In den Mylonitzonen entstanden Phyllonite, Breccien, Ultramylonite und Blastomylonite (HIGGINS 1971) mit Albit-

blasten bis zu 3 cm Kantenlänge. HETTICH beschreibt diese Blastomylonite als verfeldspatete Anatexite und deutet sie im Zusammenhang mit der Granitintrusion im Sinne eines ummantelten Gneisdomes. Der Geländebefund zeigt aber eindeutig, daß die Zonen mit Blastomyloniten in den Granitoiden eine lagige Anordnung zeigen. Die Lagen verlaufen parallel zu den benachbarten Scherzonen. Die Kerngebiete des Granits sind von diesem Ereignis im großen und ganzen nicht erfaßt worden. Eine größere Störungszone ist im Talverlauf des Corr. Charneca aufgeschlossen. In der Nachbarschaft zu den Störungen zeigen die im allgemeinen ungeschieferten Granite eine deutliche Verschieferung.

Der Zeitpunkt der tektonischen Ereignissen, die zur Ausbildung der Überschiebungsbahnen geführt haben, fällt in den Zeitraum zwischen der Konsolidierung des Granits von Senador Modestino Goncalves und der Intrusion der Olivinbasalte. Unter der Voraussetzung, daß die Entstehung der Störungszonen in demselben tektonischen Bauplan angelegt ist wie diejenige, welche am Westrand der Serra do Espinhaco (Abb. 4) zur Überschiebung der Bambui-Kalke durch ältere Schichtfolgen geführt hat, müssen die dynamometamorphen Ereignisse einer frühen Phase des Brasiliano-Zyklus zugeordnet werden. Im Laufe des jungpräkambrischen Brasiliano-Zyklus reißen vermutlich im Zuge von Hebungsvorgängen Spalten auf, die von Basalten mit tholeiitischer Zusammensetzung verfüllt werden. Danach können keine weiteren Ereignisse mehr festgestellt werden, die zu einer mechanischen Beanspruchung des Gesteins beigetragen haben.

Im Gesamtbild des tektonischen Bauplans kommt den Überschiebungszonen eine größere Bedeutung zu als den Faltenstrukturen. Häufig liegen ungestörte Sedimentpakete zwischen den mylonitisierten Überschiebungsbahnen.

9 GENESE

Archaische Sedimente (Präespinhaco-Supergruppe) sind an der Wende des Archäikums zum Proterozoikum (Jequiri-Zyklus) unter Bedingungen der Amphibolitfazies regionalmetamorph umkristallisiert. Im Laufe der Anatexis werden Teilbereiche konsolidiert. Sie bilden den Sao Francisco-Kraton. Im Osten und Süden des Kratons bilden die archaischen Gesteine einen mobilen Gürtel (Mantiqueira-Provinz, ALMEIDA 1981). Nach der Freilegung der tieferen Stockwerke werden in dem mobilen Gürtel die früh- bis mittelproterozoischen Geosynklinalsedimente der Espinhaco-Supergruppe geschüttet. Die Absenkung des Geosynklinalbereiches ist im Bereich der heutigen Serra Negra von einem ausgedehnten synsedimentären, basischen bis ultrabasischen Vulkanismus begleitet. Während der magmatisch aktiven Phase werden die vorwiegend feinklastischen sehr heterogenen Sedimente episodisch von dünnflüssigen Basaltströmen überdeckt. Die Zone der magmatischen Aktivität liegt im Schwellenbereich der Espinhaco-Geosynklinale.

In einer tektonisch ruhigen Phase gelangen kaolinreiche, eisenführende Sedimente zur Ablagerung (Serizitphyllite). Die jüngsten Sedimente der Espinhaco-Supergruppe bilden in diesem Gebiet nahezu reine Sande. Im weiteren Verlauf der Espinhaco-Tektogenese werden die Sedimente verfaltet und erfahren in den höheren Stockwerken eine Metamorphose des Typs "medium grade" (WINKLER 1976). Palignen gebildete Granitschmelzen, die spätorogen in der Espinhaco-Tektogenese in die Metasedimente der Espinhaco-Supergruppe intrudieren, nehmen unter mesozonalen Metamorphosebedingungen als Pluton Platz. In der Endphase der Espinhaco-Tektogenese wirken die einengenden Kräfte weiter und führen zu einer Verschuppung des Basements mit der Trogfüllung und den Graniten. Die nach Westen gerichtete Vergenz und die nach Osten einfallenden Überschiebungsbahnen belegen den Schub aus östlicher Richtung auf den im Westen gelegenen Sao Francisco-Kraton.

Im mittleren bis jüngeren Präkambrium intrudieren an Nord-Süd gerichteten Dehnungsstrukturen (postorogen zur Espinhaco-Tektogenese) Olivinbasalte mit einer Zusammensetzung, die für ozeanische Kruste typisch ist. Die Gänge deuten daraufhin, daß nach der Verfaltung der Espinhaco-Supergruppe die Tektogenese noch nicht abgeschlossen ist und daß die Dehnungsvorgänge (Bildung eines Riftsystems?) bis in das Jungpräkambrium dauert. An der Wende des Präkambrium zum Kambrium wird das gesamte Gebiet einer leichten Aufheizung mit Metamorphosebedingungen des Typs "low grade" unterzogen.

Auf die Genese der phanerozoischen Andesite wird nicht näher eingegangen; nach ALMEIDA et al. (1981) ist ihr Auftreten charakteristisch in der Mantiqueira Provinz.

ANHANG

Granite:

Hauptelemente: Oxide - Gew.-%

	17-a	41	63	63-a	63-b	63-c	66	72-a
SiO ₂	73.87	68.84	75.40	74.11	73.27	74.00	63.38	65.60
TiO ₂	0.17	0.53	0.04	0.12	0.06	0.10	0.67	0.85
Al ₂ O ₃	14.84	15.05	14.31	14.94	15.08	14.64	15.14	16.94
Fe ₂ O ₃	1.28	3.41	1.12	0.93	0.60	0.94	6.71	3.84
MnO	0.03	0.05	0.09	0.02	0.02	0.02	0.08	0.05
MgO	0.22	1.32	0.10	0.18	0.10	0.13	1.92	1.20
CaO	0.68	2.10	0.81	0.57	0.61	0.88	2.62	1.57
Na ₂ O	4.09	3.84	4.66	4.27	3.88	4.28	2.68	4.15
K ₂ O	4.33	3.72	3.15	4.17	5.52	4.07	5.37	4.54
P ₂ O ₅	0.07	0.17	0.04	0.09	0.12	0.09	0.36	0.26
Summe	99.71	99.32	99.76	99.51	99.36	99.27	99.32	99.29

Spurenelemente: Elemente - ppm

Rb	184	136	150	194	225	178	171	131
Sr	132	677	109	91	83	119	980	598
Ba	945	1800	201	768	610	709	2485	1986
V	13	33	13	8	10	7	46	51
Zr	105	211	57	72	30	68	410	357
Ni	7	6	4	9	4	10	--	4
Cr	5	23	8	5	9	10	41	12

normativer Mineralbestand - CIPW-Norm

Qz	32.5	27.1	34.7	32.2	29.6	31.6	19.7	19.2
Or	25.8	21.9	19.1	25.2	32.3	24.8	31.7	27.3
Ab	32.2	32.7	39.6	36.5	33.0	32.0	23.1	35.2
An	2.1	8.7	3.9	2.2	---	2.8	10.3	6.4
Ap	0.3	0.6	---	0.3	0.3	0.3	0.9	0.6
C	1.5	1.6	---	2.7	2.8	0.7	1.0	2.7
Enst	0.5	3.2	0.2	0.5	0.2	0.2	4.7	3.0
Rest	5.1	4.2	2.5	0.4	1.8	7.6	8.4	5.6

Granite - Fortsetzung:

Hauptelemente: Oxide - Gew.-%

	135	137	157	157-E	183	183-a	256	256-a	266
SiO ₂	73.51	67.85	70.30	64.11	74.04	73.02	69.77	70.29	71.70
TiO ₂	0.17	0.68	0.42	0.70	0.12	0.13	0.46	0.51	---
Al ₂ O ₃	14.75	16.32	15.21	15.90	14.04	14.45	15.50	14.85	15.29
Fe ₂ O ₃	1.39	3.59	2.87	5.31	1.58	2.44	2.72	3.31	0.17
MnO	0.03	0.03	0.03	0.06	0.01	0.02	0.03	0.04	---
MgO	0.26	0.73	0.56	1.02	0.18	0.17	0.55	0.46	0.02
CaO	1.27	1.59	2.02	3.01	0.53	0.53	1.79	2.16	0.37
Na ₂ O	4.14	4.17	4.13	3.01	3.63	3.74	4.50	4.28	3.14
K ₂ O	3.83	4.35	3.89	5.76	5.17	5.45	3.84	3.39	7.63
P ₂ O ₅	0.07	0.19	0.11	0.40	0.05	0.06	0.14	0.17	0.06
Summe	99.55	99.80	99.83	99.77	99.52	100.19	99.58	99.73	98.78

Spurenelemente : Elemente - ppm

Rb	180	125	117	177	180	184	126	107	130
Sr	154	469	677	1088	272	314	661	682	834
Ba	837	2051	1795	3170	1002	1143	1705	1588	2946
V	---	16	22	27	6	20	29	27	---
Zr	101	325	195	516	137	171	223	366	57
Ni	---	---	3	11	3	5	2	1	2
Cr	---	3	4	3	3	---	7	---	2

normativer Mineralbestand - CIPW-Norm

Qz	32.4	22.2	27.3	18.0	32.1	29.1	25.7	25.8	23.7
Or	22.3	26.1	22.9	33.9	22.2	32.3	22.3	20.1	45.1
Ab	35.2	35.6	34.0	25.2	38.3	31.4	38.3	38.2	27.4
An	5.3	7.3	9.3	12.3	2.5	2.5	8.0	10.0	1.1
Ap	0.3	0.3	0.3	0.8	---	---	0.3	0.3	0.3
C	1.9	1.9	1.0	0.3	1.5	1.5	1.0	0.1	1.4
Enst	0.4	1.8	0.8	1.5	0.3	0.2	1.4	1.4	---
Rest	2.2	4.8	4.4	8.0	2.9	3.0	3.0	4.1	1.0

Pegmatite:

Hauptelemente: Oxide - Gew.-%

	17-o	50-b	63-p	72-p	121-p	124-p	126-d	240-p	387-p
SiO ₂	74.49	76.09	71.75	73.70	73.86	71.01	74.60	76.22	76.86
TiO ₂	0.05	0.05	0.02	0.02	0.04	0.10	---	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	16.13	14.86	16.05	15.10	16.26	16.15	13.75	15.17	15.21
Fe ₂ O ₃	0.46	0.51	0.25	0.19	0.57	0.59	0.17	0.37	0.39
MnO	---	---	0.01	---	0.04	---	---	---	---
MgO	0.13	0.11	0.05	0.05	0.08	0.17	0.02	0.10	0.11
CaO	0.93	1.09	0.17	0.25	0.31	0.77	0.69	0.54	0.38
Na ₂ O	5.88	5.68	2.46	3.83	3.50	3.88	4.86	6.28	4.65
K ₂ O	1.22	0.91	9.70	6.71	4.03	6.08	3.05	1.21	1.86
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.08	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.06
Summe	99.43	99.45	100.66	100.25	98.76	99.18	97.23	99.99	99.60

Spurenelemente : Elemente - ppm

Rb	44	23	338	97	180	94	55	28	197
Sr	212	180	89	956	20	494	139	71	35
Ba	267	341	790	2591	184	3219	281	239	202
Zr	31	73	7	33	20	81	124	24	4

normativer Mineralbestand - CIPW-Norm

Qz	33.9	37.2	20.9	25.8	38.2	22.9	32.8	33.8	41.7
Or	6.6	5.5	57.9	39.5	23.4	36.1	18.4	7.2	11.1
Ab	49.8	48.3	19.4	32.0	29.4	33.0	41.5	53.5	39.8
An	3.6	4.7	--	0.5	0.5	3.9	3.3	1.9	1.1
Ap	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	--	--	0.3	0.3
C	3.8	0.3	1.7	1.4	6.1	1.7	1.1	2.8	5.0
Rest	2.0	3.7	0.2	0.5	2.1	2.4	2.9	0.5	1.0

granatführende Biotitschiefer:

Hauptelemente: Oxide - Gew.-%

	177	178
-----	-----	-----
SiO ₂	58.64	59.73
TiO ₂	0.79	0.77
Al ₂ O ₃	19.53	18.89
Fe ₂ O ₃	8.21	7.54
MnO	0.63	0.43
MgO	2.69	3.07
CaO	1.84	1.63
Na ₂ O	2.04	1.86
K ₂ O	4.22	4.35
P ₂ O ₅	0.16	0.17
-----	-----	-----
Summe	98.90	98.59

Spurenelemente: Elemente - ppm

Rb	190	174
Sr	202	180
Ba	841	872
V	131	127
Zr	135	140
Ni	70	65
Cr	98	80

Biotitgneise:

Hauptelemente: Oxide - Gew.-%

	5	50-a	56	71
SiO ₂	68.61	63.51	67.97	67.24
TiO ₂	0.56	0.62	0.51	0.61
Al ₂ O ₃	11.55	14.33	13.76	12.17
Fe ₂ O ₃	6.99	7.84	5.65	7.25
MnO	0.10	0.10	0.09	0.09
MgO	3.70	4.05	3.31	3.88
CaO	3.72	2.53	2.83	3.99
Na ₂ O	3.43	1.21	3.29	2.87
K ₂ O	0.60	4.28	2.15	1.19
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.11	0.09
Summe	99.41	98.74	99.82	99.50

Spurenelemente: Elemente - ppm

Rb	8	225	67	28
Sr	98	188	363	148
Ba	235	787	695	429
V	104	121	87	125
Zr	116	117	146	137
Ni	104	107	72	67
Cr	293	309	207	333

Queluzite:

Hauptelemente: Oxide - Gew.-%

	39	90-a	90-4
-----	-----	-----	-----
SiO ₂	40.07	51.90	62.01
TiO ₂	0.39	0.44	0.07
Al ₂ O ₃	14.84	8.33	12.86
Fe ₂ O ₃	7.32	5.64	10.44
MnO	28.83	21.28	10.40
MgO	0.49	0.04	0.72
CaO	1.81	0.27	4.98
Na ₂ O	0.02	---	0.01
K ₂ O	0.29	0.35	0.07
P ₂ O ₅	0.06	0.15	0.07
-----	-----	-----	-----
Summe	94,23	88.98	101.66

Spurenelemente: Elemente - ppm

Rb	5	5	9
Sr	230	266	92
Ba	1251	5323	72
V	251	160	15
Zr	91	91	20
Ni	494	174	16
Cr	49	8	9

Basite:

Hauptelemente: Oxide - Gew.-%

	4	511	516	609	645	29-c	135	426	558
SiO ₂	49.30	49.32	49.01	47.35	49.02	47.48	48.55	50.64	50.59
TiO ₂	1.67	1.72	1.96	2.49	1.89	1.67	1.55	3.24	3.25
Al ₂ O ₃	13.57	15.39	14.26	15.14	13.59	15.53	14.68	13.20	13.21
Fe ₂ O ₃	14.79	11.45	13.77	15.34	15.48	11.73	11.54	14.87	14.89
MnO	0.22	0.23	0.21	0.24	0.23	0.17	0.18	0.21	0.20
MgO	6.54	7.59	6.70	6.22	5.99	8.16	8.02	4.73	4.62
CaO	11.06	12.07	11.32	10.95	10.72	10.47	12.39	8.52	8.46
Na ₂ O	2.00	0.99	2.04	0.96	2.21	2.29	1.96	2.52	2.67
K ₂ O	0.38	0.21	0.30	0.14	0.39	0.14	0.38	1.57	1.47
P ₂ O ₅	0.14	0.22	0.23	0.33	0.17	0.18	0.19	0.53	0.52
Summe	99.73	99.29	99.87	99.23	99.74	99.92	99.52	100.18	100.18

Spurenelemente: Elemente - ppm

Rb	6	8	9	-	5	8	8	25	24
Sr	140	316	173	-	165	370	199	607	584
Ba	159	256	221	-	181	130	191	503	489
V	335	300	315	368	354	285	273	366	362
Zr	105	139	147	-	118	123	108	253	251
Ni	75	82	45	60	---	94	88	30	39
Cr	145	269	82	81	112	352	328	19	24

4	Lagenamphibolit	Pedra Menina Serie - Archäikum
511	Amphibolit	Cristo Rei-Abfolge - Poterozoikum
516	-"-	-"-
609	-"-	-"-
645	-"-	-"-
29-c	Metabasalt	Olivinbasalt - Jungpräkambrium
135	-"-	-"-
426	Alkalibasalt	- Phanerozoikum
558	-"-	

Chemische Analysen, RFA, Mineralogisches Institut der Universität Freiburg
(Eisen wurde als Gesamteisen angegeben)

LITERATURVERZEICHNIS

- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B.de, & FLUCK, R.A. (1981): Brazilian Structural Provinces - An Introduction.- Earth Sc. Rev., 17: 1-29, 9 Abb., 1 Tab., Amsterdam (Elsevier).
- ALMEIDA, F.F.M. de (1977): O Craton do Sao Francisco.- Rev. Bras. de Geosciencias, 7: 349 - 361, 1 Abb., Sao Paulo.
- ALTHAUS, E. (1968): Der Einfluß des Wassers auf metamorphe Mineralreaktionen.- N.Jb. Mineral. Mh., 289-306, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- BASS, M.N., MOBERLY, R., RHODES, M.J., SHIH, C. & STANLEY, E. (1973): Volcanic Rocks cored in the Central Pacific, LEG 17, Deep Sea Drilling Project.- DSDP, Initial Rep., 17: 429-503, 5 Abb., 7 Tab., 6 Taf., Washington.
- BESANG, C., EBERLE, W.G., LAHNER, L., LENZ, H., MOLLAT, H., MÜLLER, P. & PAULSEN, S. (1977): Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espirito Santo/Brasilien.- Geol. Jb., B 24: 149-179, Hannover.
- BEURLIN, K. (1955): Die angeblichen paläozoischen Orogenesen auf dem brasilianischen Schild.- N.Jb. Geol. Paläont. Mh., B, 12: 535-545, Stuttgart.
- (1970): Geologie von Brasilien.- 444 S., Berlin - Stuttgart (Bornträger).
- BOIE, D.C.. (1973): Mapa de Intensidade Magnetica Total (1:100.000), Convenio Geofisica Brasil-Alemanha, Missao Geologica-Geofisica Alema em Belo Horizonte.
- BRITO NEVES, B.B. de, KAWASHITA, K. & DELHAL, J. (1979): A evolucao geochronologica da Cordilheira do Espinhaco; dados novos e integracao.- Rev. Bras. de Geoc., 9: 71 - 85, 8 Abb., 6 Tab., Sao Paulo.
- CANDIA, M.A.F. & GIRARDI, V.A.V. (1979): Aspectos metamorficos da formacao Lafaiete em Morro da Mina, Distrito Lafaiete, MG.- Bol. IG, USP, 10: 19-30, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Sao Paulo.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1974): International Series in the Earth and Planetary Sciences - Igneous Petrology.- 739 S., New York - London - Toronto (McGraw Hill Book Comp.).
- CORDANI, U.G. (1973): The Precambrian Evolution of South America.- Geol. Rdsch., 62: 309 - 317, 1 Abb., Stuttgart (Enke).
- CORDANI, U.G., MELCHER, G.C. & ALMEIDA F.F.M. de (1968): Outline of the Precambrian geochronology of South America.- Canad. J. of Earth Sc., 5: 629-632, 1 Abb.

- CORRENS, C.W. (1932): Über die Diamantlagerstätten des Hochlandes von Diamantina, Minas Gerais, Brasilien.- Z. prakt. Geol., 40: 161-68, 177-81, Halle.
- DERBY, O.A. On the manganese ores of Brazil (1900):.- J. Iron & Steel Inst., 62: 210-215, London.
- DERBY, O.A. (1901): On the manganese ore deposits of Queluz (Lafaiete) District, Minas Gerais, Brazil.- Amer. Journ., Sci., 12: 18 - 32, New Haven.
- (1906): The Serra do Espinhaco.- J. of Geol., 14: 374-401.
- DIETRICH, V., EMMERMANN, R., KELLER, J. & PUCHELT, H. (1977): Tholeiitic Basalts from the Tyrrhenian Sea Floor.- Earth and Planetary Sc. Letters, 36: 285-296, 10 Abb., 3 Tab., Amsterdam (Elsevier Sc. Publ. Comp.).
- DORR, J.V.N. (1969): Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 641 - A: 1-100, Washington.
- EBERLE, W. (1972): Petrographische und geologische Untersuchungen in der Umgebung von Diamantina (Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien).- Geol. Jb., Beih., 121: 5-58, 5 Abb., 10 Taf., Hannover.
- EBERLE, W. & RIEPER, M. (1968): Folha Diamantina 1 : 100.000.- DNPM, unveröffentl. Ber., Rio de Janeiro.
- EBERT, H. (1961): Gondites and Charnockites as guide-horizons in the Brazilian Shield.- Proc. Intern.-Guiana Conf., 5: 41-46, Georgetown.
- (1963): The Manganese-Bearing Lafaiete-Formation as a Guide-Horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais.- An. Acad. Bras. Ciencias, 35: 545-559, 6 Abb., Rio de Janeiro.
- ESCHWEGE, W.L.v. (1822): Geognostisches Gemälde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten.- 44 S., Weimar (Landes-Industrie-Compt.).
- (1832): Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens.- 488 S., Berlin (Reimer).
- (1833): Pluto Brasiliensis.- 622 S., Berlin.
- FERMOR, L.L. (1909): The manganese ore deposits of India.- Mem. Geol. Surv. India, 37: 1158 S.
- FREYBERG, B. von (1932): Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, (Brasilien).- N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Sbd., 2: 403 S., 73 Abb., 84 Tab., 12 Taf., Stuttgart (Schweizerbart).

- FREYBERG, B. von (1934): Die Bodenschätze des Staates Minas Geraes (Brasilien).- 453 S., 73 Abb., 84 Tab., 14 Taf., Stuttgart (Schweizerbart).
- GORLT, G. (1970): Fazieswechsel und Metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaco-Zone, Minas Gerais, Brasilien).- unveröffentl. Diss. Univ. Heidelberg, 39 S., 20 Abb., 2 Tab., 2 Kart., Heidelberg.
- (1972): Fazieswechsel und Metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaco-Zone, Minas Gerais, Brasilien).- Geol. Rdsch., 61: 166-201, 20 Abb., 1 Tab., 2 Kart., Stuttgart (Enke).
- GUIMARAES, D. (1929): Sobre a genese dos minerios de manganês do Distrito de Lafaiete.- An. Acad. Bras. Cienc., 10: 179-182.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. (1915): The geology of central Minas Geraes, Brazil.- J. Geol., 23: 341-78, 385-424.
- HASUI, Y., CORDANI, H., KAWASHITA, K. & DELHAI, O. (1976): Geochronologia da Regiao do Medio Rio Doce, MG.- Congr. Ouro Preto, 9 S., 4 Abb., 2 Tab., Ouro Preto.
- HERZ, N. (1970): Gneissic and igneous rocks of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil.- U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 641-B: 1-55, 27 Abb., 15 Tab., 1 Taf., Washington.
- (1978): Metamorphic rocks of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil.- U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 641-C: 81 S., Washington.
- HETTICH, M. (1973): Zur Stratigraphie und Genese des Macaubas nördlich der Serra Negra, Espinhaco-Zone (Minas Gerais, Brasilien).- unveröffentl. Diss. Univ. Freiburg, 42 S., 8 Abb., 8 Taf., Freiburg.
- (1975): Zur Genese des Macaubas und Geologie des Gebietes nördlich der Serra Negra (Minas Gerais, Brasilien).- Geol. Jb., B, 14: 47-85, 11 Abb., 3 Taf., 1 Kart., Hannover.
- (1977): Glaciacao Proterozoica no Centro Norte de Minas Gerais.- Rev. Bras. Geoc., 7: Sao Paulo.
- HIGGINS, M. W. (1971): Cataclastic Rocks.- U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 687: 97 S., 36 Abb., 2 Tab., Washington.
- HOFFMANN, CHR. (1978): Neugliederung und petrologische Phasenanalyse der "Präminas" - Gesteine in der südlichen Serra do Espinhaco, Minas Gerais, Brasilien.- 6. Geow. Lateinamerika Kolloqu., Stuttgart.
- (1980): Neugliederung und geologische Geschichte der "Präminas-Gesteine" in der südlichen Serra do Espinhaco, Minas Gerais, Brasilien.- Münster. Forsch. Geol. Paläont., 51: 183-197, 7 Abb., Münster.

- HOLTROP, J.F. (1965): The manganese deposits of the Guiana Shield.- Economic Geol., 60: 1185 - 1212, 36 Abb., 2 Tab., Lancaster /PA.
- HOPPE, A. (1978): Beiträge zur Geologie und Paläogeographie der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien).- unveröfftl. Dissertation Univ. Freiburg, 102 S., 35 Abb., 8 Taf., 1 Kart., Freiburg.
- (1980a): Lokale Becken- und Schwellenbildung im Minas Schelf (Mittl. Präkambrium, Minas Gerais, Brasilien).- Münster. Forsch. Geol. Paläont., 51: 199 - 222, 13 Abb., Münster.
- (1980b): Geology and petrography of the Middle Precambrian in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil.- Precambrian Research, 13: 275 - 296, 11 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- HURLEY, P.M., MELCHER, G.C., PINSON, H.W. & FAIRBAIRN, H.W. (1968): Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole -rock Rb-Sr dating.- Canad. J. of Earth Sc., 5: 633-638, 5 Tab., OTTAWA.
- HUSSAK, E. (1905): Über Atopit aus den Manganerzgruben von Miguel Burnier, Minas Geraes, Brasilien.- Centralbl. f. Mineral, 6: 240-245.
- (1906): Über die Mangan-Erzlager Brasiliens.- Z. f. prakt. Geologie, 14: 237-239, Berlin.
- HYNDMAN, D. W. (1972): Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks.- Intern. Ser. in the Earth and Planetary Sc., 532 S., New York - London - Toronto (McGraw-Hill Book Comp.).
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.- Canad. J. of Earth Sc., 8: 523 - 548, Ottawa.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. (1975): Fazielllle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien).- unveröffentl. Diss. Univ. Freiburg, 86 S., Freiburg.
- (1977): Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien).- Geol. Jb., B 24: 3-91, 24 Abb., 8 Tab., 6 Taf., Hannover.
- KING, L. (1956): A Geomorfologia do Brasil oriental.- Rev. Bras. Geogr., 18: 147-265, Rio de Janeiro.
- LEINZ, V. (1939): Eine Gondit-Serie aus Parana (Brasilien).- Centralbl. f. Min. Geol. Paläont., Abt.A 39: 42-53, 5 Abb., Stuttgart.
- MacDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian Lavas.- J. Petrol., 5: 82-133, 8 Abb., 5 Tab., Oxford.
- MARMO, V. (1962): Die Bedeutung der Beschaffenheit des Kalifeldspates für das Granitproblem.- Geol. Rdsch., 52: 13-23, 3 Abb., Stuttgart (Enke).

- MARMO, V. (1971): Granite petrology and the Granite problem.- Development in Petrology, 2: 224 S., 41 Abb., 9 Tab., Amsterdam (Elsevier).
- MEHNERT, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks.- 393 S., 135 Abb., 12 Tab., Amsterdam - London - New York (Elsevier Publ. Comp.).
- METZ, R. (1980): Geologische Landeskunde des Hotzenwaldes.- 1116 S., 577 Abb., 4 Kart., Lahr (Moritz Schauenburg).
- MOINE, B. & ROCHE, H. de la (1968): Nouvelle approche du probleme de l'origine des amphiboles a partir de leur composition geochemique.- C.R.Acad.Sc., 267: 2084 - 2087, Paris.
- MORAES, L. J. de (1937): Geologia economica do norte de Minas Geraes.- Bol. Serv. Fom. Prod. Min., 19: 192 S., Rio de Janeiro.
- NIMER, Ed. (1977): Clima.- Geografia do Brasil, Sudeste, 3: 51-90, 17 Abb., 1 Tab., Rio de Janeiro.
- PATERNOSTER, K. (1979): Faziesverzahnung zwischen diamantführenden Konglomeraten und Bändererzen (BIF) in der südlichen Serra do Espinhaco (Minas Gerais, Brasilien).- unveröfftl. Dissertation Univ. Freiburg, 93 S., 16 Abb., 3 Tab., 5 Taf., 1 Kart., Freiburg.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- Earth Plan. Sc. Letters, 19: 290-300, Amsterdam.
- PFLUG, R. (1965): Zur Geologie der südlichen Espinhaco-Zone und ihrer präkambrischen Diamantenvorkommen, Minas Gerais, Brasilien.- Z. deutsche Geol. Ges., 115: 177-215, 24 Abb., 3 Tab., 2 Taf., 1 Kart., Hannover.
- (1967): Die präkambrische Miogeosynklinale der Espinhaco-Kordillere, Minas Gerais, Brasilien.- Geol. Rundschau, 56: 825-844, 6 Abb., Stuttgart (Enke).
- : Paleogeographische Beziehungen im Präkambrium Ostbrasilien.- 6. Geow. Lateinam. Kolloqu. (Zusammenfass.), 31 S., Stuttgart.
- PFLUG, R. & RENGGER, Fr. (1973): Estratgrafia e evolucao geologica da margem SE do Craton Sanfranciscano.- Anais XXVII Congr. Bras. Geol. Aracaju, 15 S.
- PFLUG, R. & SCHÖLL, W.U. (1975): Proterozoic glaciations in eastern Brazil: a review.- Geol. Rundschau, 64: 287-299, Stuttgart (Enke).
- PFLUG, R., HOPPE, A. & BRICHTA, A. (1980): Paleografia do Precambriano na Serra do Espinhaco, Minas Gerais, Brasil.
- PUTZER, H. (1976): Metallogenetische Provinzen in Südamerika.- 315 S., Stuttgart (Schweizerbart).

- REEVES, R.G. (1966): Geology and mineral resources of the Monlevade and Rio Piracicaba quadrangles, Minas Gerais, Brazil.- U.S.Geol. Surv., Prof. Pap., 341-E: 58 S., 28 Abb., 8 Tab., Washington.
- REIN, G. (1948): Die petrogenetische Stellung des Orthits im kristallinen Grundgebirge des mittleren Schwarzwaldes.- Mittbl. bad. geol. Landesanst., 17-19, Freiburg.
- (1952): Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes.- N. Jb. Mineral. Abh., 84: 365-435, Stuttgart.
- RENGER, FR. (1970): Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien.- Geol. Rdsch., 59: 1253-1292, 25 Abb., 1 Tab., Stuttgart (Enke).
- RICHARDSON, S.W. (1968): Staurolite Stability in a Part of the System Fe-Al-Si-O-H.- J. Petrol., 9: 467-488, 7 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Oxford.
- RIDLEY, W.I., RHODES, J.M., REID, A.M., JAKES, P. SHIH, C. & BASS, M.N. (1974): Basalts from LEG 6 of Deep Sea Drilling Project.- J. Petrol., 15: 140-159.
- RITTMANN, A. (1973): Stable mineral association of igneous rocks. A method of calculation.- 262 S., 85 Abb., Berlin - Heidelberg - New York.
- ROCHE, H. de la, LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2-Diagramm and major-element analyses - its relationships with current nomenclature.- Chem. Geol., 29: 183-210, 5 Abb., 6 Tab., Amsterdam (Elsevier).
- ROESER, H. (1977): Petrographisch-geochemische Untersuchungen der metamorphen Gesteinsserien im südlichen Grenzbereich des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien.- unveröfftl. Diss. Univ. Clausthal-Zellerfeld, 341 S., 43 Abb., 29 Tab., 1 Kart., Clausthal-Zellerfeld.
- (1978): Zur Petrographie und Geochemie präkambrischer Basement - Gneise aus Zentralbrasilien.- 6. Geow. Lateinamerika Kolloquium, Stuttgart.
- ROY, S. (1965): Comparative study of the metamorphosed manganese protomorphs of the world-the problem of the nomenclature of the Gondites and Kodurites.- Economic Geol., 60: 1238-1260, 4 Tab., Lancaster/ PA.
- SCHLEICHER, H. (1976): Petrographie und Geochemie der Granitporphyre des Schwarzwaldes.- unveröfftl. Diss. Univ. Freiburg, 165 S., 83 Abb., 28 Tab., Freiburg.
- SCHORSCHER, H. D. (1973): Zur liegenden Abgrenzung der präkambrischen Minas-Gruppe, am Beispiel des Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien.- Münster. Forsch. Geol. Paläont., 31-32: 29-53, 3 Abb., 4 Taf., Münster.

- SCHORSCHER, H. D. (1975): Entwicklung des polymetamorphen präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien.- unveröfftl. Dissertation Univ. Heidelberg, 300 S., 173 Abb., 11 Kart., Heidelberg.
- SCHROLL, E. (1976): Analytische Geochemie. Band II: Grundlagen und Anwendungen.- 374 S., Stuttgart (Enke).
- SCHÖLL, W.U. (1972): Der südwestliche Randbereich der Espinhaco-Zone, Minas Gerais, Brasilien.- Geol. Rdsch., 61: 201-216, Stuttgart (Enke).
- (1980): Estratigrafia, sedimentologia e paleografia na regio de Diamantina.- Münster. Forsch. Geol. Paläont., 51: 223-240, 7 Abb., Münster.
- SCOTT, H.K. (1902): O manganéz no Brasil.- J. Commerc., Rio de Janeiro.
- SILVA SA, J.H. da (1977): Pegmatitos Litiniferos da regio de Itinga-Aracuai, Minas Gerais.- unveröffentl. Diss., Univ. Sao Paulo, 104 S., 20 Abb., 11 Tab., 32 Taf., Sao Paulo.
- SINGEWALD, J.T. & MILLER, B.L. (1917): The Manganese Ores of the Lafayette District, Minas Geraes, Brazil.- Transact. Am. Inst. Mining Inst., 56: 7-30.
- SPRY, A. (1979): Metamorphic Textures.- 4. Aufl.: 350 S., 65 Abb., 10 Tab., Oxford - New York - Toronto - Sydney - Paris (Pergamon Press).
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale - Teil 2 Textband.- 822 S., 259 Abb., 16 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- TURNER, FR. J. & VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and Metamorphic Petrology.- Intern. Ser. in the Earth and Planetary Sc., 694 S., 117 Abb., New York - Toronto - London (McGraw-Hill Book Comp.).
- WALDE, D. (1976): Fazielle Entwicklung des Präkambriums zwischen Serra Mineira und Serra do Cabral (Minas Gerais, Brasilien).- unveröfftl. Diss. Univ. Freiburg, 47 S., Freiburg.
- WINKLER, H.G.F. (1961): Genesen von Granit und Migmatiten auf Grund neuer Experimente.- Geol. Rundschau, 51: 347 - 364, 7 Abb., 1 Tab., Stuttgart (Enke).
- (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- 4. Aufl.: 334 S., New York - Heidelberg - Berlin (Springer).
- WINKLER, H.G.F. & PLATEN, H.v. (1961a): Experimentelle Gesteinsmetamorphose - IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken.- Geochim. Cosmochim. Acta, 24: 48 - 69, London.
- (1961b): Experimentelle Gesteinsmetamorphose - V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung.- Geochim. Cosmochim. Acta, 24: 250 - 259, London.

